

Sistema de Informação Geográfica aplicado à Litostratigrafia.

Cartografia das Unidades do Jurássico Inferior do Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure).

Rodrigo Camargo Rocha

2003



**Sistema de Informação Geográfica aplicado à
Litostratigrafia.
Cartografia das Unidades do Jurássico Inferior do
Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure).**

Rodrigo Camargo Rocha

Orientado por:
Prof. Doutor Luís Vitor Duarte e
Prof. Doutor Rui Manuel Dias

Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

2003



Dissertação apresentada para a obtenção do grau de
mestre em cartografia geológica
na Universidade de Évora

Parcialmente financiado pelo projecto Praxis/P/CTE/11128/1998

Ao meu avô
por ter-me deixado o gosto pela Terra

Agradecimentos

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus orientadores, Prof. Doutor Luis Vitor Duarte e Prof. Doutor Rui Manuel Dias, por tudo o que me ensinaram profissionalmente e pessoalmente nesta pequena caminhada.

Também expresso minha gratidão ao Ricardo Paredes pela sua companhia sempre crítica e exploradora no campo, pela descrição das lamina delgadas, construção da prensa e cuja grande amizade foi iniciada juntamente com este trabalho.

Meu obrigado ao Prof. Doutor Pedro Terrinha e Prof. Doutor José Carlos Kullberg pelas úteis discussões com as quais foi aberto o caminho para muitas das conclusões aqui obtidas.

Agradeço à Dr^a Isabel Leal Machado pela disponibilidade e ajuda prestada no Sistema de Informação Geográfica.

À Joaquina pela ajuda com a prensa.

Meu obrigado à Prof^a. Doutora Maria Helena Henriques por toda a convivência durante o Projecto e pela classificação das amonites deformadas.

Às amigas Ana Isabel Rodrigues, Maria José Cabrita e Lénia Maria Rodrigues pelos agradáveis "passeios" no campo e ao sempre amigo Filipe Castela pela revisão do texto.

Estou também grato com todos os funcionários do Pólo de Estremoz por proporcionar um ambiente de trabalho simpático e extremamente eficiente.

Ao Youssef pela tradução do resumo.

Aos meus pais por terem permitido escolher meu próprio caminho.

À Mizé pelo apoio inicial.

À Anabela pela estabilidade final.

Meu obrigado ao Núcleo de Pesquisa e Exploração de Petróleo (NPEP) do IGM pela disponibilização dos seus relatórios internos, ao Instituto Geográfico e Cadastral do Exército (IGCE) pela disponibilização da Carta Topográfica digitalizada e ao Projecto Praxis/P/CTE/11128/1998 pelo financiamento parcial deste trabalho.

Estremoz, 30 de Abril de 2003

Preâmbulo

O modelo de uma cartografia ou a cartografia de um modelo ?

Desde os primeiros contactos com cartas geológicas, surge uma dúvida: é mais correcto cartografar de uma forma descritiva e imparcial e posteriormente, num trabalho de gabinete criar um modelo geométrico-estrutural? Ou deve-se criar o modelo em simultâneo com a cartografia, correndo o risco de realizar um mapa influenciado por este modelo ?

No primeiro caso, o mapa pode ser considerado imparcial, "puro", talvez mais perto da complexa realidade. Por outro lado, o modelo é frágil, pois a análise de tal mapa pode levar à formulação de novos modelos com certa facilidade. Uma forte crítica pode ser feita a este método: o modelo criado pode insinuar certas características que estariam presentes na área cartografada, mas que não foram registadas pelo cartógrafo.

O segundo caso gera um mapa orientado para as características pré-definidas pelo modelo criado. O mapa terá então uma estrutura frágil, pois outros autores poderão observar no campo características distintas às registadas. Por outro lado, o modelo será quase inabalável, pois estará fortemente justificado pelo mapa. A principal vantagem deste método é a indicação de pormenores cartográficos que escapariam à vista do cartógrafo, caso não fossem sugeridos pelo modelo.

As características peculiares desta cartografia (*vide* Cap. 4.1), assim como as inclinações ideológicas do autor, levaram a que este trabalho fosse assumidamente adepto do primeiro caso, com todas as suas vantagens e desvantagens.

Segue-se portanto um MODELO DE UMA CARTOGRAFIA ...

Resumo

Este trabalho é baseado numa cartografia à escala 1:5.000 em suporte de Sistema de Informação Geográfica do anticlinal de Cabeça Gorda, situado a oriente do diapiro de Soure.

Os novos conhecimentos da estratigrafia regional do Jurássico inferior, permitiram evidenciar estruturas inéditas que por sua vez, possibilitaram uma análise cinemática indicando a ocorrência de duas fases de deformação:

Fase 1 - Ocorre provavelmente no Caloviano tendo como possível causa a instalação de uma almofada de sal.

Fase 2 - Deformação Miocénica mais intensa que a anterior, responsável pela actual disposição das litologias no anticlinal de Cabeça Gorda.

A fase 2 ocorre de acordo com um regime transpressivo esquerdo, observando-se uma rotação de 30° no sentido horário do campo de tensões Bético.

É realizado um estudo teórico detalhado sobre deformação finita de amonóides, com desenvolvimento de uma técnica inédita através do uso do programa Japhy 1.0. A aplicação desta técnica em exemplares colhidos na região, sugere a inexistência de deformação intra blocos, sendo esta concentrada ao longo das falhas.

Também é apresentado um perfil com o intuito da futura realização de uma biostratigrafia fina para verificar se existe sincronismo temporal de algumas unidades com relação às existentes na região.

Résumé

Ce travail est basé sur une cartographie à 1:5.000 de l'anticlinal de Cabeça Gorda, situé à l'Est du diapire de Soure, en appliquant les systèmes d'information géographiques.

Les récentes données de la stratigraphie régionale du Jurassique inférieur, permettront de faire évidence aux nouvelles structures qui à leur part constitue une infrastructure pour une analyse cinématique indiquant deux phases de déformations:

Phase1- la mise en place d'un coussin de sel Probablement durant le Calovien.

Phase2- correspond à la phase paroxysmale d'âge Miocénien. elle est le facteur principal de l'actuel configuration lithologique de l'Aniclinal de Cabeça Gorda.

Cette deuxième phase s'aperçoit compatible avec un régime transpressif sénestre, s'individualisant par une rotation de 30° dans le sens horaire du champ de tension Betique.

En réalisant une étude théorique détaillée sur la déformation finie des Ammonoïdés, par le biais du developpement d'une technique tout à fait nouvelle par l'intermédiaire de l'application informatique Japhy 1.0. L'application de cette technique aux échantillons récoltés sur le terrain, suggère l'inéxistance d'une déformation intra-blocs, en revanche celle-ci est concentrée le long des failles.

On a aussi présenté un profil qui aura comme objectif une future réalisation d'une biostratigraphie précise pour vérifier s'il existe un eventuel synchronisme temporel entre quelques unités du profil établi et celles de la région.

Índice

	Página
Agradecimentos	04
Preâmbulo	05
Resumo	06
Résumé	07
Índice	08
1. Introdução	11
2. Localização	13
3. Antecedentes: A Evolução da Cartografia Geológica do Anticlinal de Cabeça Gorda.....	16
4. Metodologias Utilizadas	21
4.1. Cartografia Geológica	22
4.2. Laboratório	22
4.3. Gabinete.....	25
5. Descrição das Unidades Litostratigráficas	26
5.1. Camadas de Coimbra (<i>s.l.</i>)	31
5.1.1. Dolomias de Coimbra.....	32
5.1.2. Calcários de São Miguel	34
5.2. Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes.....	37
5.3. Calcários Margosos de Lemedo	38
5.4. Margas Calcárias de São Gião.....	40
5.4.1. Margo-Calcários com "Fácies de <i>Leptaena</i> "	41
5.4.2. Calcários em Plaquetas.....	42
5.4.3. Margas e Calcários com <i>Hildaïtes</i> e <i>Hildoceras</i> e Calcários Margosos com Espongiários	44
5.4.4. Margas Cinzentas com Braquiópodes.....	47
5.5. Calcários Margosos de Póvoa da Lomba	49
5.6. Doleritos	51
5.7. Unidades Litostratigráficas Enquadrantes.....	52

5.7.1. Margas de Dagorda	52
5.7.2. Calcários de Anã.....	52
5.7.3. Arenitos do Carrascal	52
5.7.4. Calcários Apinhoados de Costa de Arnes	53
5.7.2. Formação Argilo-gresosa e conglomerática da Senhora do Bom Sucesso	53
5.7.3. Areias Pliocénicas	53
5.7.4. Aluviões.....	53
6. Análise Estrutural	54
6.1. Falhas.....	55
6.2. Dobras	58
6.3. Estruturas Regionais	60
7. Evolução Geodinâmica.....	62
7.1. Aspectos Estratigráficos	64
7.2. Aspectos Estruturais	65
7.3. Modelo Geométrico	67
7.4. Cronologia	70
7.5. Síntese	73
7.6. Modelo Regional	78
8. Modelação.....	79
8.1. Modelo Teórico	80
8.2. Prensa Transpressiva/Transtensiva	83
8.2.1. <i>Strain Rate</i>	85
8.3. Modelo Analógico	87
8.4. Conclusão	91
Bibliografia	92

Anexo 1. Deformação Finita em Amonóides do Jurássico de Cabeça Gorda (Soure); Implicação para a Estimação da Compactação Diagenética.....	
Resumo	A1.2
Abstract	A1.2
Introdução	A1.3
I. Enquadramento Geológico	A1.3
II. Metodologia	A1.5
II.1. Descrição e Aplicação do Método de Blake (Ramsay & Huber, 1983)....	A1.5
II.2. Descrição e Aplicação do Método de Tan (Tan, 1973)	A1.6

II.3. Comparação dos Métodos	A1.8
III. Cálculo da Compactação	A1.9
III.1 Compactação sem Escape Lateral.....	A1.10
III.2 Compactação sem Perda de Volume	A1.12
IV. Conclusões.....	A1.14
Agradecimentos	A1.14
Bibliografia	A1.14
 Anexo 2. O Perfil de Cabeça Gorda	
An2.1. Biostratigrafia	A2.2
An2.2. Análise Calcimétrica.....	A2.4
An2.3. Análise dos Minerais de Argila por Difracção de Raios X.....	A2.4
 Anexo 3. CD-ROM	
 Anexo 4. Estimação da Compactação Diagenética no Jurássico de Cabeça Gorda (Soure), Utilizando a Deformação de Amonóides; Implicação na Génese de Estruturas Diapíricas	
Abstract	A4.2
Agradecimentos	A4.3
Referências.....	A4.3
 Anexo 5. Transpressão Esquerda Bética no Anticlinal de Cabeça gorda (Soure)	
Resumo	A5.2
Análise das Estruturas.....	A5.2
Evolução Geodinâmica.....	A5.2
Agradecimentos	A5.4
Bibliografia	A5.4
 Anexo 6. Novas Possibilidades Resultantes da Aplicação da Informática à Geologia; Quantificação da Deformação em Amonóides Distorcidos	
Resumo	A6.2
Metodologia	A6.2
Agradecimentos	A6.3
Bibliografia	A6.3
 Anexo 7. GeoPoint; Geodinâmica de Portugal Interactiva	
Resumo	A7.2
Introdução	A7.2
Estrutura do Programa	A7.2
Resumo	A7.2
Agradecimentos	A7.3
 Anexo 8. Carta Geológica do Anticlinal de Cabeça Gorda.....	
Diagrama da Atitude das Estratificações e Nomenclatura das Estruturas	

1 - Introdução

Este trabalho constitui uma dissertação para a obtenção do grau de Mestre no Mestrado em Cartografia Geológica da Universidade de Évora.

O estudo que se segue foi executado em conjunto com a cartografia da região conhecida pelo nome de **Anticlinal de Cabeça Gorda**, situada a oriente do Diapiro de Soure.

A região referida foi eleita devido a inexistência de uma cartografia de pormenor à luz dos actuais conhecimentos da estratigrafia regional e devido a encontrar-se numa zona com complexidade estrutural anormal quando comparada com as regiões vizinhas. Tal cartografia incidiu numa área de três quilómetros quadrados, onde foram reconhecidas e cartografadas nove unidades carbonatadas de idade Liásica e uma unidade ígnea, limitadas por seis unidades pós-Liásicas não cartografadas.

Além da devida descrição das unidades atrás referidas, procedeu-se ao levantamento de um perfil estratigráfico e à análise da deformação de amonóides com o intuito de adquirir dados para a formulação de um modelo geométrico-estrutural.

2 - Localização

A região cartografada tem uma área de cerca de três quilómetros quadrados e situa-se no limite oriental da freguesia de Soure, localizada no concelho com o mesmo nome, no distrito de Coimbra (fig.2.1).

O relevo é pouco expressivo, com a cota mais baixa observada de 40 metros e a mais alta de 153 metros. A inclinação máxima ocorre na vertente sul da elevação onde se encontra o marco geodésico da Cabeça Gorda, e tem um valor de cerca de 27 graus (50%).

Existem duas linhas de água a drenarem a região, ambas com circulação para Oeste e com uma ligeira rotação para Sudoeste a jusante. Ambas as linhas d'água são afluentes da Ribeira da Milhariça, que por sua vez desagua no Rio Arunca.

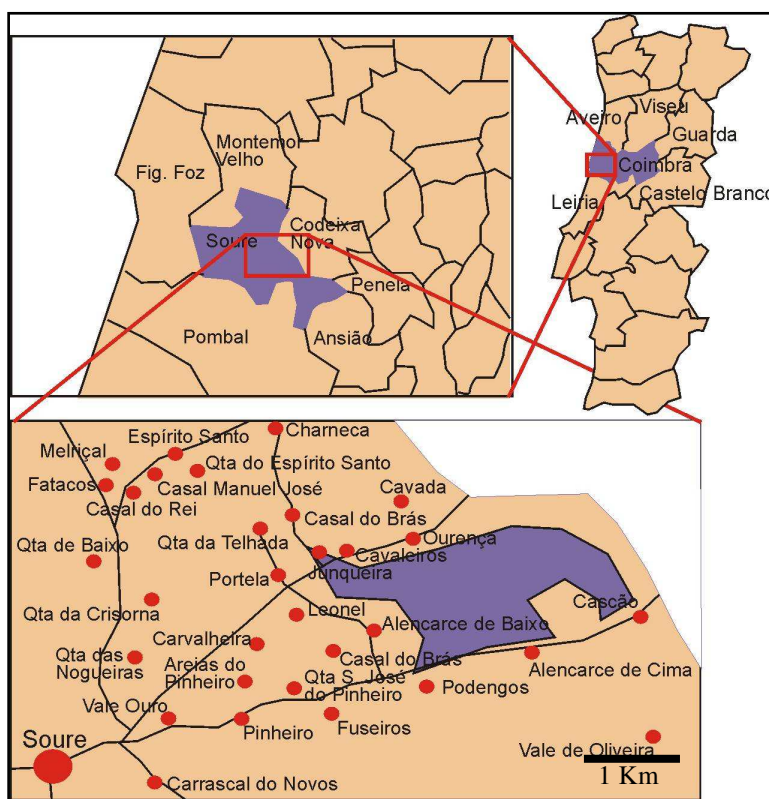


Fig.2.1 - Representação da área cartografada num contexto de divisões administrativas.

Entre os geólogos, esta estrutura é conhecida pelo nome de “Anticlinal de Cabeça Gorda” (nome do marco geodésico presente no local), estando enquadrada na estrutura do “Diapiro de Soure” (fig.2.2).

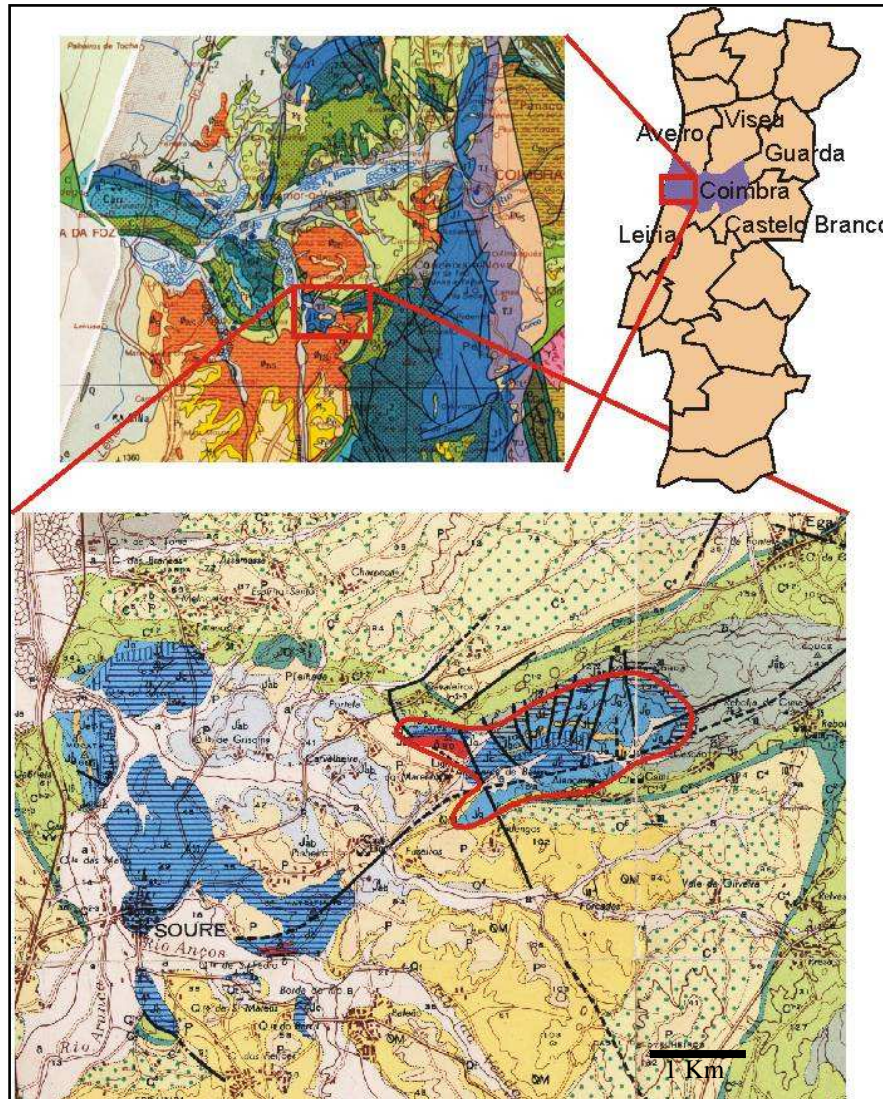


Fig.2.2 - Representação da área cartografada num contexto geológico (adapt. de Manuppella & al, 1976 e Oliveira & al, 1992)

3 - Antecedentes: A Evolução da Cartografia Geológica do Anticlinal de Cabeça Gorda.

Existem poucas referências históricas sobre a região estudada, sendo estas, em geral, pequenos parágrafos onde apenas é citada a região de Soure, sem referência ao anticlinal de Cabeça Gorda.

A primeira referência existente, foi feita por Choffat (1883), onde se lê: “...la connaissance d'un affleurement d'ophite à la pyramide géodésique de Outeiros près de Soure.”, mas, nas palavras do próprio autor, “je n'ai pas encore pu l'examiner par moi-même.”. Em 1900, o mesmo autor realiza uma descrição mais pormenorizada da região (fig. 3.1), apresentando inclusivamente um perfil. Neste trabalho, o autor ainda refere: “...quoique les affleurements des environs de Soure soient peu découverts et mal connus...”.

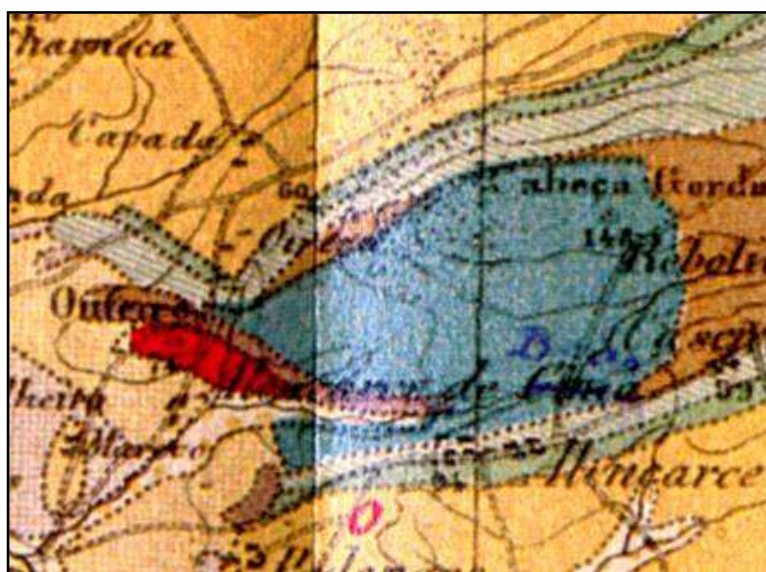


Fig.3.1 - Excerto da carta geológica de Choffat (1900)

A próxima referência ocorre meio século depois, em Teixeira (1948), onde, este autor afirma: “La région appartient, du reste, à une aire tiphonique.”

Em 1950, White apresenta uma cartografia de uma área com cerca de 3 km², na escala 1:10.000, a norte da Vila de Soure, não incluindo o Anticlinal de Cabeça Gorda. O mesmo autor ainda refere: “A estrutura é demasiadamente complexa para que possamos determinar satisfatoriamente a sequência estratigráfica e a espessura...”.

Em Westerhausen (1957) lê-se: “O Diapiro de Soure e o prolongamento para sul da estrutura são de idade pré-Lusitaniano. As espessuras entre a parte média do Dogger e o Lias poucas ou nenhuma variações sofrem. A espessura das camadas do Dogger Superior e do Lusitaniano decrescem no sentido da estrutura. No topo da estrutura, o Cretácico está em transgressão sobre o Dogger.”.

Mais tarde, Trzesniowski (1958a) refere “o anticlinal de Cabeça Gorda a Este de Soure”, como uma área com possível interesse para prospecção de petróleo. Este mesmo autor aponta no mesmo ano (Trzesniowski, 1958b), um trabalho com algum detalhe sobre a região, com um estudo estrutural de pormenor, tendo inclusive um tópico para a “Soure Structure”, onde descreve o anticlinal de Cabeça Gorda. Este autor afirma: “*The structural conditions of the Soure area make the measuring of sections of the oldest formations impossible.*”. Apresenta também uma cartografia na escala 1:25000 onde é incluído o anticlinal de Cabeça Gorda (fig. 3.2).

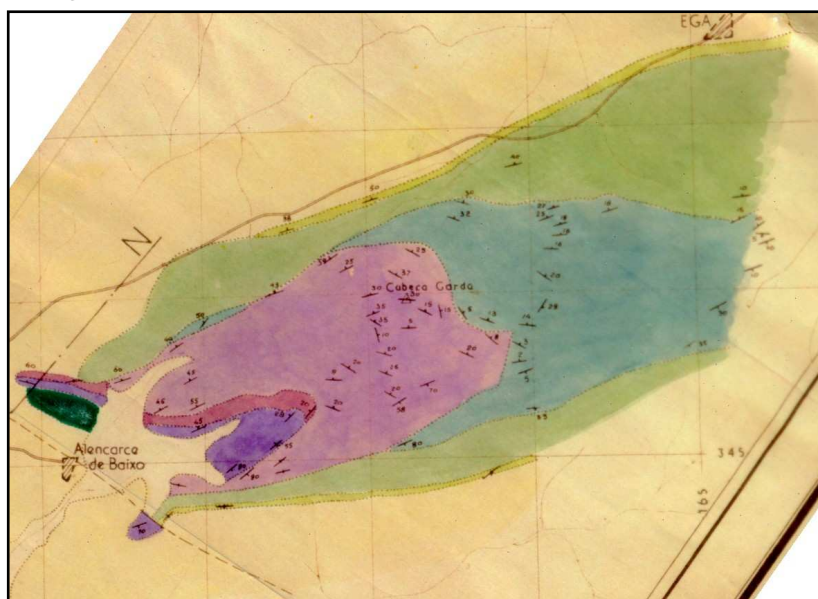


Fig.3.2 - Excerto da carta geológica de Trzesniowski (1958b).

Em 1959, Trzesniowski estuda novamente a Estrutura de Soure, com uma descrição estrutural pormenorizada, focando também o anticlinal de Cabeça Gorda. Em anexo, o autor publica uma série de cartas de contorno estrutural, com valiosa informação para a interpretação estrutural da região em causa. No capítulo conclusivo refere: “*The prospective value of this old large structure is in general small...*” e com esta frase parece ter cessado todos os esforços de prospecção de hidrocarbonetos na região e, consequentemente, os perfis sísmicos e sondagens profundas não voltaram a se realizados.

Em 1960 foi publicada a Tese de Doutoramento de Carlos Romariz sobre a área de Soure. Este trabalho, apesar da excelente descrição petrográfica, peca pela quase ausência de elementos estruturais, consistindo a sua carta conclusiva, na escala 1:25000 (fig.3.3), um trabalho generalizado, principalmente quando comparado com o seu antecessor (Trzesniowski, 1958b). É de salientar que provavelmente, Romariz não teve acesso aos relatórios apresentados por Trzesniowski,

visto estes permanecerem em sigilo por um período de tempo estipulado pelas empresas envolvidas nos trabalhos de prospecção.

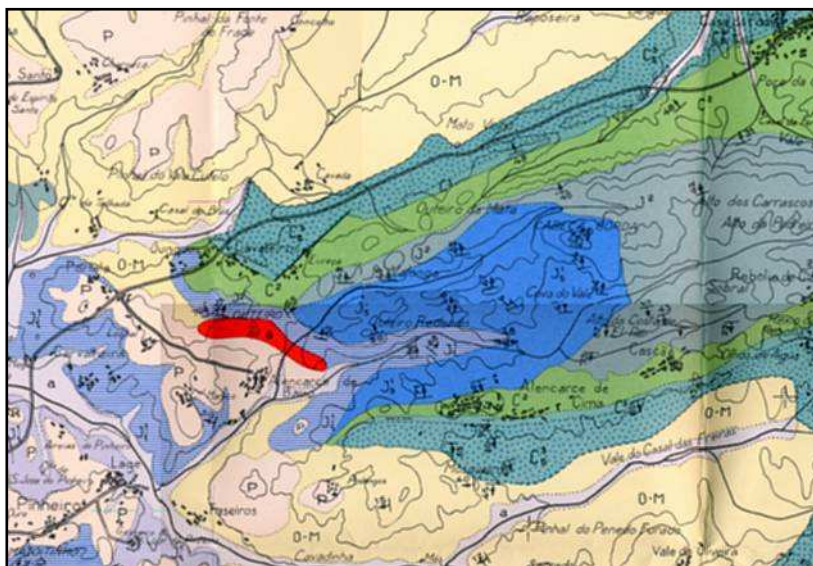


Fig.3.3 - Excerto da carta geológica de Romariz (1960).

Posteriormente, Rocha *et al.* (1981) publicam, paralelamente à Carta Geológica à escala 1/50000, a Notícia Explicativa da Carta Geológica da Figueira da Foz. Neste trabalho é evidente a descrição generalizada da região de Soure, sem especial atenção aos problemas estruturais do chamado Diapiro de Soure e muito menos em relação ao anticlinal de Cabeça Gorda (fig.3.4).

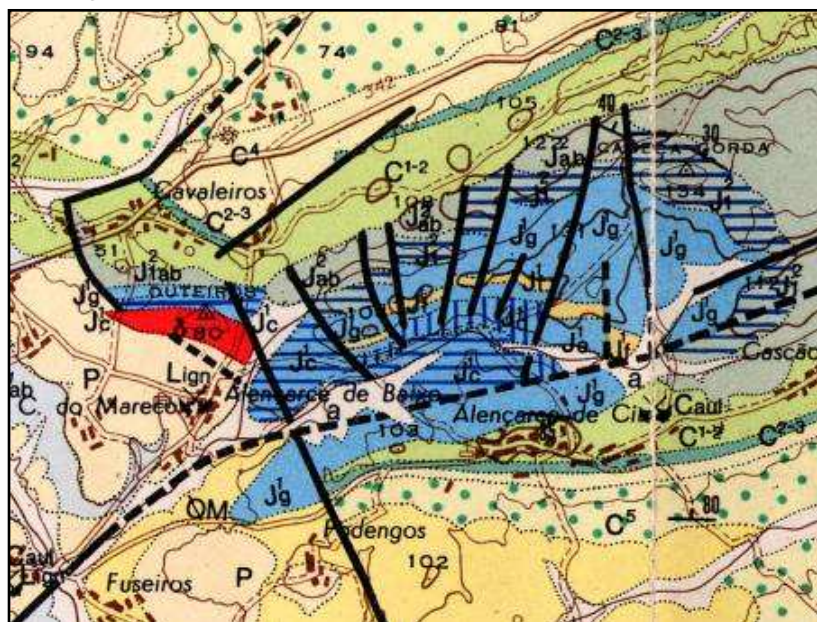


Fig.3.4 - Excerto da carta geológica dos Serviços Geológicos de Portugal (1976).

Em resumo, pode dizer-se que não existe, até à data, nenhum trabalho de pormenor (com escala superior à 1:25000), sendo as últimas publicações com incidência directa sobre a região, a de Romariz (1960) e parte dos relatórios de Trzesniowski (1958b, 1959).

4 - Metodologías Utilizadas

4.1 - Cartografia Geológica

Os trabalhos de cartografia levantaram, inicialmente, um problema no que se refere à localização no mapa das observações de campo.

Primeiramente foi utilizado o método clássico de localização por reconhecimento topográfico, miradas com a bússola, reconhecimento de pontos referenciados na Carta Militar, etc. Este método veio a revelar-se inadequado para a região, pois o detalhe requerido neste trabalho (1:5000) não é compatível com o suporte topográfico existente (1:25000).

Em seguida utilizaram-se técnicas de fotointerpretação. Apesar da escala ser mais adequada (1:15000 sem ampliação), este método também se revelou infrutífero devido à intensa cobertura arbórea da região.

Numa terceira fase, utilizou-se um GPS (Magellan 320), constituindo este o método mais adequado de localização para a região em causa. Após alguns testes, optou-se por localizar as estações, com um *averaging* de um a dois minutos, dependendo do número e da qualidade dos sinais dos satélites recebidos em cada local. Com este método, estima-se um erro de cinco a sete metros na localização das estações e dos limites.

Após o reconhecimento de campo, foram analisadas as fotos aéreas da região com o objectivo de identificar possíveis estruturas não observadas durante as incursões ao campo

4.2 - Laboratório

Com o objectivo de complementar o melhor perfil da área cartografada, realizaram-se ensaios em laboratório para analisar a variação dos teores de carbonato de cálcio e a distribuição relativa dos minerais de argila ao longo do perfil.

Os ensaios foram realizados no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e o procedimento utilizado foi o descrito em Lapa & Reis (1977) e em Jackson (1969), como é habitual no laboratório citado (fig.4.1):

- recolha de amostras de níveis de marga ou marga-calcária;
- desagregação no laboratório das partículas maiores com martelo;
- secagem de algumas amostras em estufa a cerca de 50° Celsius sempre menos de 30 minutos com o objectivo de facilitar a desagregação das partículas com dimensões menores. Segundo Jackson (1969) esta secagem pode interferir na análise mineraloquímica;
- desagregação de toda a amostra com o auxílio de um almofariz até passar por um peneiro de 100 mesh;

Análise Calcimétrica:

no processo de quantificação dos carbonatos, utilizou-se o *Calcímetro Bernard* de fabrico francês (Prolabo). A quantidade de amostra, assim como a concentração das soluções foram calculadas de acordo com as instruções do aparelho.

- mediu-se a quantidade de gases libertado pela reacção de 250mg de amostra com cerca de 3,5ml de ácido clorídrico 6N;
- a percentagem de carbonato de cálcio contida na amostra foi obtida pela multiplicação do volume atrás obtido por 1,6.

Análise dos Minerais de Argila por Difrakção de Raios X:

- preparou-se uma solução com 82g de acetato de sódio trihidratado, 27ml de ácido acético (glacial) 100% e o restante (para 1 litro) de água desionizada, originando uma solução tampão com um pH de 4,6;

- adicionou-se, a cerca de 3g de amostra, 80ml da solução tampão;

- após a decantação completa das amostras, procedeu-se à remoção da parte não sólida com a ajuda de um sistema de sifão, seguida pela renovação da solução tampão. Este processo foi repetido até a solução não apresentar sinais de efervescência. As amostras demoraram de 1 a 7 semanas a descarbonatar;

- as amostras descarbonatadas foram lavadas com água desionizada numa centrífuga Sorvall SS-3;

- depois de suspensas num agitador, as amostras foram centrifugadas a 1500 RPM por 1min e 10seg., a fim de separar a fracção menor que 2 μ m;

- com o auxílio de uma pipeta, depositou-se parte das suspensões em lâminas que secaram à temperatura ambiente;

- as lâminas foram analisadas num difractómetro Philips PW1830 com ampola de cobre e filtro de Níquel. Cada uma das amostras foi submetida a dois tratamentos: sujeita a vapores de etilenoglicol (48 horas) e sujeita a aquecimento a 550°C (2 horas);

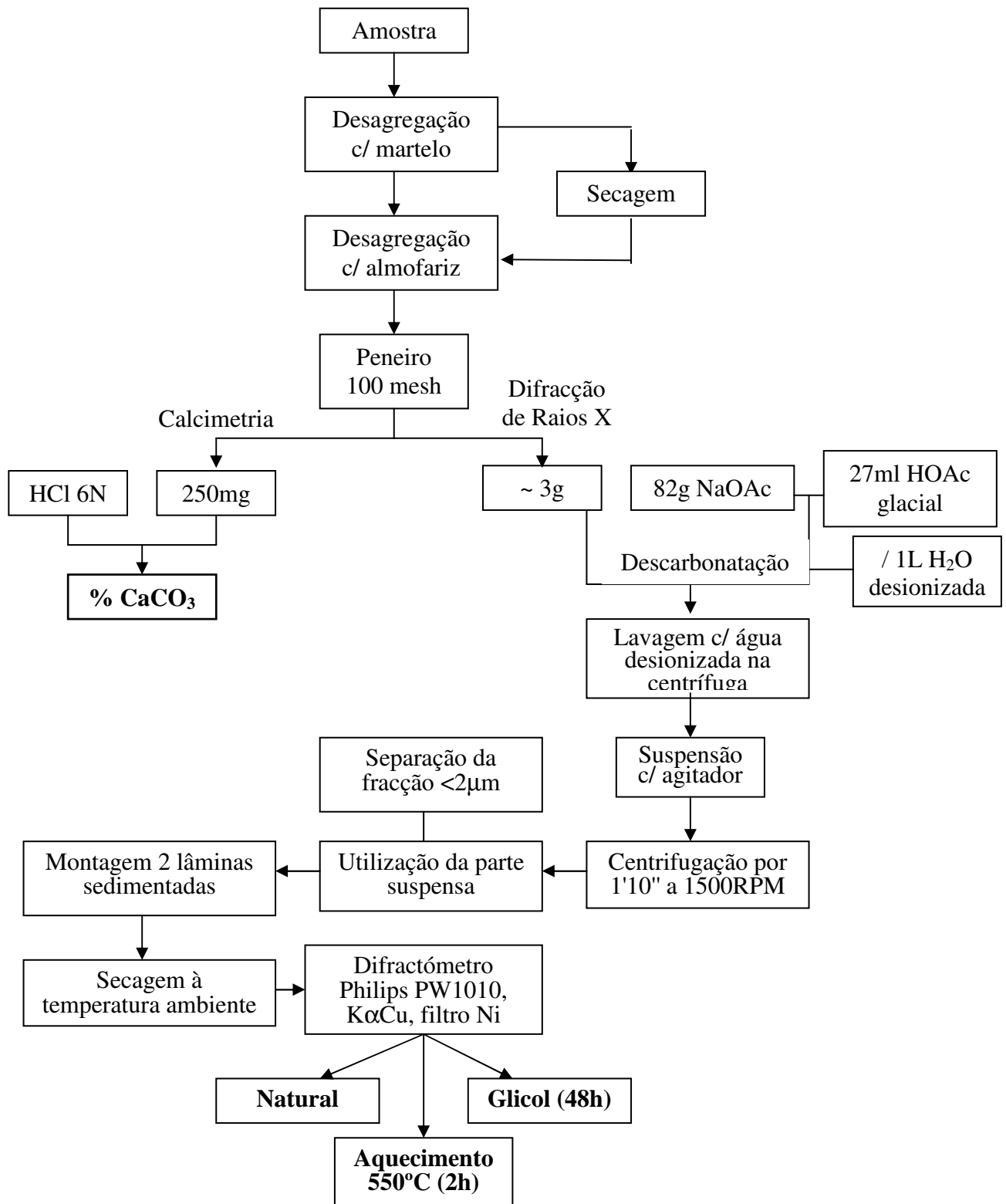


Fig.4.1 - Fluxograma das análises realizadas em laboratório.

4.3 - Gabinete

Durante o trabalho de gabinete, além do estudo da bibliografia referenciada ao longo deste trabalho, utilizaram-se vários "softwares" para o tratamento e análise dos dados colectados.

Na elaboração da coluna estratigráfica utilizou-se o LogPlot 98 (Rockware Inc.); na projecção das estações registadas através do GPS utilizou-se o Rockworks 99 (Rockware Inc.); a transferência dos dados do GPS foi realizada com o DataTrack 2.0 (Magellan Systems); as atitudes das camadas foram estudadas com o GEOrient 9.0; a carta topográfica foi tratada no MicroStation 95 (Bentley Systems); o Sistema de Informação Geográfica foi realizado no GeoMedia Professional 5.0 (Intergraph Corporation).

5 - Descrição das Unidades Litostratigráficas

Na maioria dos trabalhos de cartografia realizados até à data na região de Soure, parece ter havido uma utilização inadequada da nomenclatura e dos conceitos nas definições das Unidades Litostratigráficas, à luz dos artigos de nomenclatura estratigráfica, nomeadamente do "International Stratigraphic Guide" (Hedberg, 1976), do "International Stratigraphic Guide - an abridged version" (Murphy & Salvador, 1999) e do "North American Stratigraphic Code" (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN), 1983). Observa-se que tais unidades apresentam geralmente uma descrição litológica com forte componente biostratigráfica, com um nome de Unidade Cronostratigráfica e contém uma descrição pobre e por vezes ausente dos limites das mesmas unidades.

É de salientar que é comum na linguagem de campo a utilização da nomenclatura das Unidades Cronostratigráficas na referenciação das Unidades Litostratigráficas, mas formalmente esta diferença deve ser respeitada, como é referido no Artigo 30 do NACSN (1983): "A nomenclatura formal de uma Unidade Litostratigráfica é uma palavra composta por um nome geográfico combinado com uma descrição lítica ou com a apropriada categoria estratigráfica ou com ambas. As letras iniciais de todas as palavras dos nomes formais das unidades estratigráficas devem ser maiúsculas."

Devido à definição inadequada das unidades locais, com a agravante da região apresentar uma complexidade estrutural que fragmenta a sucessão estratigráfica em pequenos compartimentos limitados por falhas, optou-se pela utilização de designações de Unidades Litostratigráficas informais definidas em regiões vizinhas ao local em questão.(Tab.5.1)

Tendo em conta as unidades de idade liásicas, foi eleito como "corte-tipo" o perfil de Maria Pares, um dos mais importantes para o estudo do Jurássico inferior e médio de Portugal (*vide* Mousterde *et al.*, 1964; Duarte,1990, 1991,1995 e Henriques, 1992). O perfil referido serviu como base para um reconhecimento inicial das unidades a serem cartografadas e foi escolhido devido aos seguintes factores:

- É próximo da zona estudada (cerca de 10 km em linha recta).
- Encontra-se sem perturbações estruturais importantes nas unidades de idade pliensbaquiana até às bajocianas;
- Tem sua estratigrafia bem definida e estudada (*vide* Mousterde *et al.*, 1964; Duarte, 1990, 1991, 1995 e Henriques, 1992); as unidades de idade toarciana estão definidas em Duarte (1990, 1995) através do perfil com base nas coordenadas 54670E e 443407N.

Tal escolha vai de encontro à recomendação do Artigo 22b do NACSN (1983): "A definição de uma Unidade Litostratigráfica deve ser feita, se possível, baseada num estratotipo constituído por rochas com fácil acesso e *in situ* ... sua definição deve ser feita baseada em critérios líticos e não em características geofísicas ou na idade imposta por seu conteúdo fossilífero. ...". Todavia, é de realçar o bom controlo biostratigráfico existente em todo o perfil referenciado (*vide* Mousterde *et al.*, 1964; Duarte, 1990, 1991, 1995 e Henriques, 1992).

As Unidades Litostratigráficas utilizadas no presente trabalho (tab.5.2) foram definidas na Notícia Explicativa publicada por Barbosa *et al.* (1988), para a região de Cantanhede, com excepção das duas unidades mais antigas, que foram definidas em Soares *et al.* (1985) para a região de Coimbra. A unidade Margas Calcárias de São Gião, foi subdividida segundo as unidades definidas por Duarte (1995) como Alostratigráficas para a região compreendida no polígono Alvaiázere-Coimbra-Figueira da Foz- Porto de Mós. Apesar dos nomes das unidades definidas no trabalho de Duarte (1995) não reflectirem as normas propostas pelo artigo 60 do NACSN (1983), não sofreram modificações, pois além de não existirem elementos suficientes para criar uma nova unidade na região, evita-se, desta maneira, a existência de novas referências para uma mesma unidade. Neste propósito, convém realçar que está em preparação um trabalho de formalização das unidades litostratigráficas do Jurássico inferior de toda a Bacia Lusitânica (Duarte, inf. oral).

Devido ao facto de algumas unidades não apresentarem afloramentos com qualidade suficiente para uma descrição, optou-se por fazer referência às descrições originárias dos autores que definiram tais unidades, através de um pequeno resumo. As espessuras entre parênteses correspondem às originalmente definidas e não às encontradas na região em estudo.

Um dos aspectos estudados em cada uma das unidades, embora de forma sumária, foram as suas características microscópicas (microfácies). Nessas descrições foram utilizadas as classificações clássicas das rochas carbonatadas: em primeiro lugar a classificação de Dunham (1962) e em segundo lugar, entre parênteses, a classificação de Folk (1962).

Série		Coimbra (Soares <i>et al.</i> , 1985)	Figueira da Foz / Soure (Rocha <i>et al.</i> , 1981)	Cantanhede (Barbosa <i>et al.</i> , 1988)	Rabaçal (Duarte, 1991)
Bajociano			J ² _a	Calcários de Ançã (s.l.)	
Aaleniano		Calcários Margosos de Pedrulha	J ² ₁	Calcários Margosos de Póvoa da Lomba	
Toarciano		Margas e Margo- Calcários de Adémia	J ¹ _g		Margas Calcários de São Gião
				Margas Cinzentas com Braquiópodes	
				Calcários Margosos com Espongiários	
				Margas e Calcários do Moinho	
				Calcários em Plaquetas	
		Pliensbaquiano	sup. (Domeriano)	Calcários Margosos de Loreto	J ¹ _f
Margas e Calcários Margosos de Eiras	J ¹ _e			Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes	
			Sinemuriano		sup. (Lotaringiano)
inf. (Sinemuriano s.s.)	J ¹ _c				

Tab.5.1 - Equivalência litostratigráfica para o Jurássico inferior e médio das regiões de Coimbra, Figueira da Foz /Soure, Cantanhede e Rabaçal.

M.A.	Série		Biozona	Unidade Litostratigráfica
176,5 ±4,0	Batoniano			<u>Calcários de Ançã (s.l.)</u>
176,5 ±4,0	Bajociano	superior	Parkinson	
			Garantiana	
			Niortense	
		inferior	Humphriesianum	
			Propinquans (Sauzei)	
			Laeviuscula	
180,1 ±4,0	Aaleniano	superior	Concavum	<u>Calcários Margosos de Póvoa da Lomba</u>
		médio	Bradfordensis	
		inferior	Murchisonae	
189,6 ±4,0	Toarciano	superior	Opalinum	
			Aalensis	
			Meneghini	
			Speciosum	
		médio	Bonarelli	<u>Margas Cinzentas com Braquiópodes</u>
			Gradata	<u>Calcários Margosos com Espongiários</u>
			Bifrons	
		inferior	Levisoni (Serpentinum)	<u>Margas e Calcários com <i>Hildaites</i> e <i>Hildoceras</i></u>
			Polymorphum (Semicelatum)	<u>Calcários em plaquetas</u>
				<u>Margo-Calcários com “fácies de <i>Leptaena</i>”</u>
195,3 ±3,9	Pliensbaquiano	superior (Domeriano)	Spinatum	<u>Calcários Margosos de Lemedé</u>
			Margaritatus	
		inferior (Carixiano)	Davoei	<u>Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes</u>
			Ibex	
			Jamesoni	
			Raricostatum	
201,9 ±3,9	Sinemuriano	superior (Lotaringiano)	Oxynotum	<u>Camadas de Coimbra (s.l.)</u>
			Obtusum	
		inferior (Sinemuriano s.s.)		

Margas Calcárias de São Gião

Tab.5.2 - Biostratigrafia das Unidades Litostratigráficas de acordo com Soares *et al.* (1985), Barbosa *et al.* (1988) e Duarte (1997). Escala biostratigráfica adaptada de Groupe Français d'étude du Jurassique (1997). Idades Absolutas segundo Gradstein & Ogg (1996).

5.1 - Camadas de Coimbra (s.l.) (100 ± 30m) (Soares *et al.*, 1985)

Apesar desta unidade ser por vezes considerada essencialmente dolomítica com um topo mais calcário, na região estudada observa-se claramente a passagem abrupta de dolomias cristalinas para calcários cinzentos. Por este motivo, justifica-se a divisão desta unidade em duas subunidades: Dolomias de Coimbra e Calcários de São Miguel (*sensu* Soares *et al.*, 1985).

5.1.1 - Dolomias de Coimbra ou Camadas de Coimbra (s.s.) (60±20m) (Soares *et al.*, 1985)

Descrição segundo Soares *et al.* (1985)

Espessas bancadas dolomíticas com intercalações centimétricas de marga cinzenta por vezes brechóide.

Descrição macroscópica

Dolomias cristalinas de cor ocre, com aspecto cavernoso, dispostas em bancadas decimétricas muito competentes (fig. 5.1 e 2).



Fig. 5.1 - Aspecto das Dolomias de Coimbra. Observa-se a elevada espessura das camadas. Coord. UTM: 536865E, 4436390N.



Fig. 5.2 - Detalhe do aspecto cavernoso das litologias dolomíticas da unidade Dolomias de Coimbra.

Os afloramentos são abundantes e apesar de não formarem o principal relevo da região, são responsáveis por um declive acentuado.

Critérios na definição do limite superior

O limite superior desta unidade foi cartografado acima da última bancada espessa de dolomia aflorante.

Descrição microscópica

Dolomicrite com cimento doloespáritico e com algumas recristalizações de calcite, por vezes em vénulas. Também contém alguns óxidos de ferro (fig. 5.3).

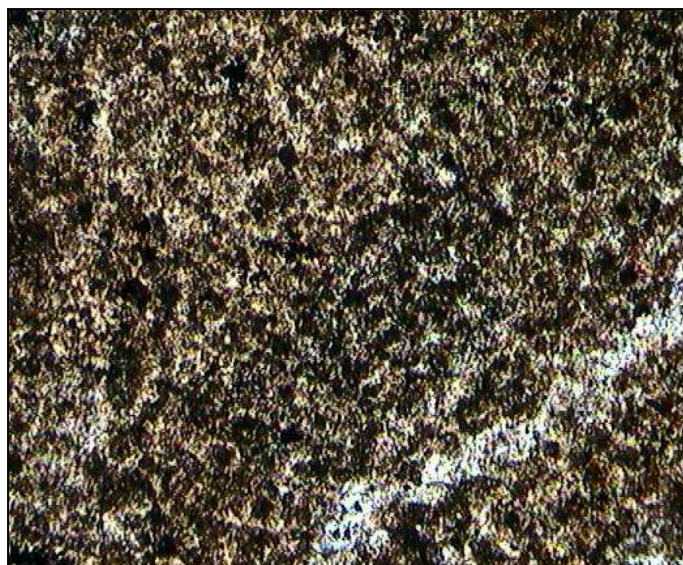


Fig. 5.3 - Aspecto microscópico das Dolomias de Coimbra (ampliação de 76x à luz natural).

5.1.2 - Calcários de São Miguel (40± 10m) (Soares *et al.*, 1985)

Descrição segundo Soares *et al.* (1985)

Correspondem a calcários e calcários dolomíticos amarelado com alternância de bancadas de calcário margoso e margas cinzentas.

Barbosa *et al.* (1988) ao descrever as Camadas de Coimbra, provavelmente refere-se aos Calcários de São Miguel, pois em sua descrição não é referido nenhum componente dolomítico.

Descrição macroscópica

Calcário micrítico homogêneo, cinzento escuro, compacto, em bancadas decimétricas e com intercalações centimétricas de margas cinzentas; por vezes alternam bancadas de calcários dolomíticos (fig. 5.4 e 5).



Fig. 5.4 - Aspecto dos Calcários de São Miguel. Coord. UTM: 536857E, 4436408N.



Fig. 5.5 - Detalhe dos Calcários de São Miguel, onde se observa a cor cinzento escura desta litologia.

As bancadas tendem a ficar mais delgadas e menos competentes em direcção ao topo da unidade.

CrITÉRIOS na definição do limite superior

O limite cartográfico superior foi definido abaixo dos primeiros níveis margosos, que por vezes incluem calcários com intraclastos (grumosos).

Descrição microscópica

Base:

Mudstone (micrito) com microrecristalizações esféricas (radiolários ?) e com pontuações de óxido de ferro (fig. 5.6).

Topo:

Wackestone (biomicrito) com microrecristalizações esféricas (radiolários ?), gastrópodes, bivalves, serpulídeos, raros equinodermes (espículas de equinídeos), raros foraminíferos (*nodosaria sp.*) e quartzo siltoso vestigial (fig. 5.7).

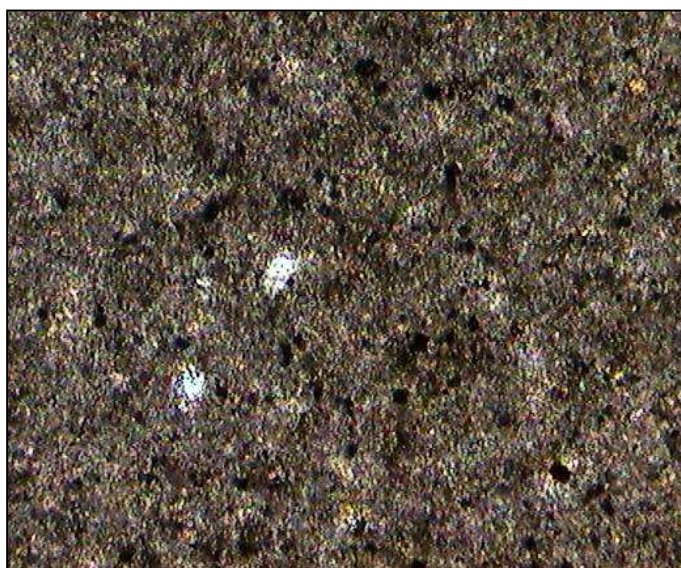


Fig. 5.6 - Aspecto microscópico da base dos Calcários de São Miguel (ampliação de 150x à luz natural).

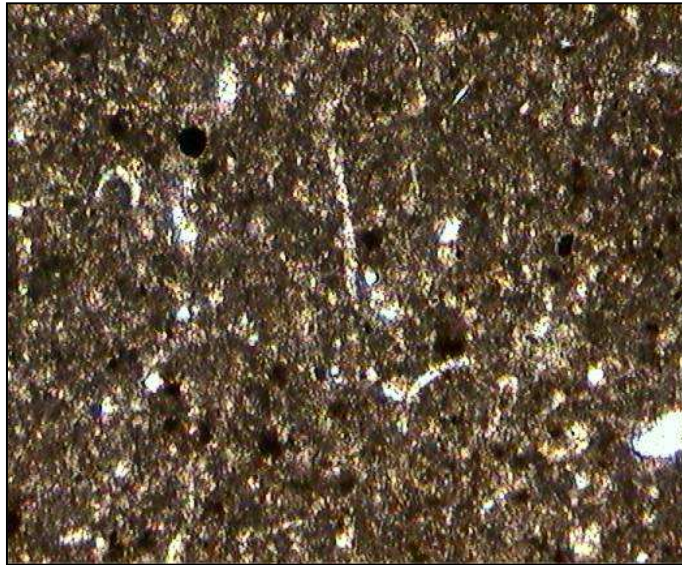


Fig. 5.7 - Aspecto microscópico do topo dos Calcários de São Miguel (ampliação de 76x à luz natural).

5.2 - Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes (70-75 m) (Barbosa *et al.*, 1988)

Descrição segundo Barbosa *et al.* (1988)

Alternância de margas e calcários margosos com desenvolvimento de bancadas de calcário pouco espessas e de margas xistosas ou grumosas. Existem quatro subunidades que datam desde o Carixiano inferior (Biozona Jamesoni - Biozona Taylor) até o Domeriano médio (Biozona Margaritatus).

Descrição macroscópica

Unidade com muito poucos afloramentos na região estudada, evidenciando assim, o seu carácter predominantemente margoso. Os poucos afloramentos correspondem a camadas isoladas de calcário margoso cinzento claro com grumos esbranquiçados e violáceos. Os "grumos" têm características semelhantes às apresentadas em Elmi *et al.* (1988).

CrITÉRIOS na definição do limite superior

O limite superior foi definido abaixo das primeiras bancadas decimétricas de calcários esbranquiçados e cinzentos com belemnites.

Descrição microscópica

Wackestone (micrito fossilífero com intraclastos) com recristalizações esféricas (radiolários ?), braquiópodes, gastrópodes, foraminíferos e pontuações de óxido de ferro. Contém também "grumos" que correspondem a intraclastos de micrite castanha escura (fig. 5.8).



Fig. 5.8 - Aspecto microscópico das Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes (ampliação de 76x à luz natural). É de notar a presença dos "grumos".

5.3 - Calcários Margosos de Leme (50 m) (Barbosa *et al.*, 1988)

Descrição segundo Barbosa *et al.* (1988)

Unidade formada por alternâncias de calcários margosos bastante compactos, de cor cinzento-amarelado ou esbranquiçada, em bancos mais ou menos espessos (0,20 a 0,50 m), separados por finos leitos de margas, mais desenvolvidos na base da série.

As associações faunísticas datam o topo da Biozona *Margaritus* e a Biozona *Spinatum* do Domeriano superior. A última associação faunística encontrada é já de idade toarciana (base da Biozona *Semicelatum*).

Descrição macroscópica

Calcário micrítico homogêneo esbranquiçado, com algumas pontuações limoníticas e belemnites, disposto em bancadas decimétricas e centimétricas com intercalações centimétricas de margas-calcárias cinzentas, raramente aflorantes (fig. 5.9 e 5.10)



Fig. 5.9 - Aspecto dos Calcários Margosos de Leme. Coord. UTM: 536885E, 4436510N.



Fig. 5.10 - Pontuações de ferro típica do Calcários Margosos de Leme.

Critérios na definição do limite superior

O limite superior foi cartografado acima das últimas camadas de calcário esbranquiçado, coincidindo geralmente com uma mudança no declive.

Descrição microscópica

Mudstone (micrito) com foraminíferos, raras recristalizações esféricas, quartzo siltoso e vénulas de calcite (fig. 5.11).

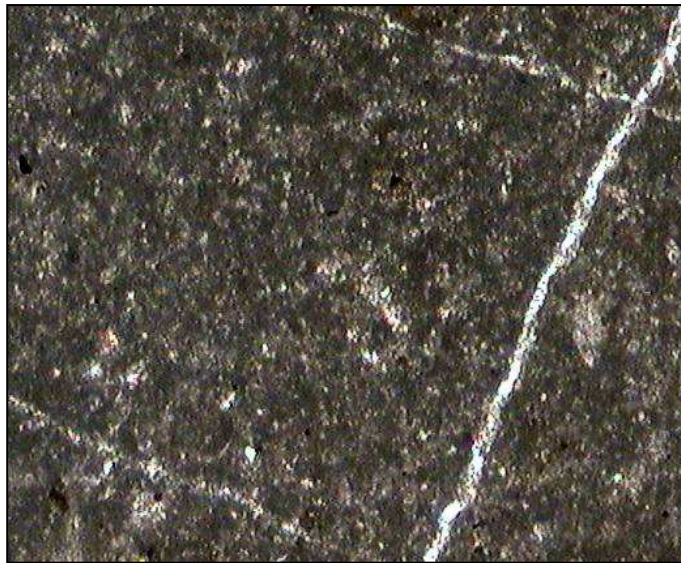


Fig. 5.11 - Aspecto microscópico dos Calcários Margosos de Lemedé (ampliação de 76x à luz natural).

5.4 - Margas Calcárias de São Gião (300 m) (Barbosa *et al.*, 1988)

Descrição segundo Barbosa *et al.* (1988)

Espessa série de margas e calcários margosos tenros originando topografia deprimida com ligeiros relevos devidos aos níveis mais resistentes.

Os trabalhos de Duarte (1991, 1995), primeiro para a região de Rabaçal e depois para toda a Bacia Lusitanica, tornaram possível a subdivisão desta unidade em cinco membros:

Margo-Calcários com "Fácies de *Leptaena*";

Calcários em Plaquetas;

Margas e Calcários com *Hildaites* e *Hildoceras*;

Calcários Margosos com Espongiários e

Margas Cinzentas com Braquiópodes

5.4.1 - Margo-Calcários com “Fácies de *Leptaena*” (7 m)- MST1 (Duarte, 1995)

Descrição segundo Duarte (1995)

Margas e margas calcárias em bancadas decimétricas, por vezes laminadas, que evoluem para calcários margosos em bancadas centimétricas, cinzentos e, por vezes, muito bioturbados. Ocorrência de material carbonoso disseminado, de nódulos e pequenas pontuações piritosas. Apresentam uma grande diversidade macrofaunística (amonites, braquiópodes, bivalves e belemnites).

É equivalente à subunidade “a” das Margas Calcárias de São Gião de Barbosa (1988).

Correspondem à Biozona Semicelatum (=Polymorphum).

Descrição macroscópica

Esta unidade não aflora na região estudada. É evidenciada por um declive suave que contrasta com o forte declive gerado pelos Calcários Margosos de Lemedé e a zona de cumieira formada pela unidade seguinte (Calcários em Plaquetas) (fig. 5.12).



Fig. 5.12 - Declive gerado na presença de Margo-Calcários com “Fácies de *Leptaena*”.

CrITÉRIOS na definição do limite superior

O limite superior é definido abaixo da presença dos primeiros níveis dos Calcários em Plaquetas.

Descrição microscópica

Não é possível colher amostras desta unidade.

5.4.2 - Calcários em Plaquetas (10 m) - MST2A (Duarte, 1995)

Descrição segundo Duarte (1995)

Pequena sucessão de margas e calcários sublitográficos em bancadas centimétricas e com superfícies irregulares, perfuradas e ferruginosas.

É equivalente à subunidade “b” das Margas Calcárias de São Gião de Barbosa (1988). Neste trabalho, é atribuído este conjunto à base da Biozona *Serpentinus* (Biozona *Levisoni* *in* Duarte, 1997).

Descrição macroscópica

Apesar de existirem poucos afloramentos desta unidade na região cartografada, esta litologia é facilmente identificada pelos solos repletos de "plaquetas" soltas (fig. 5.13, 14 e 15).



Fig. 5.13 - Aspecto da estratonomia dos Calcários em Plaquetas.
Coord. UTM: 536650E, 4436695N.



Fig. 5.14 - Aspecto típico do solo gerado nos Calcários em Plaquetas.



Fig. 5.15 - Pormenor das "plaquetas".

Estas "plaquetas" consistem de pequenas camadas centimétricas de calcário micrítico, com intensa bioturbação e com superfícies do tipo "hardground". Tal como evidenciado nas regiões envolventes, por Duarte (1995), esta unidade revela-se praticamente desprovida de conteúdo fossilífero.

Critérios na definição do limite superior

O limite superior é marcado pelo desaparecimento do solo rico em "plaquetas".

Descrição microscópica

Mudstone (microsparito), com raras pontuações de ferro e com algumas vénulas de calcite (fig. 5.16).



Fig. 5.16 - Aspecto microscópico dos Calcários em Plaquetas (ampliação de 76x à luz natural).

5.4.3 - Margas e Calcários com *Hildaïtes* e *Hildoceras* (63 m) - MST2B e Calcários Margosos com Espongiários (43 m) - MST3 (Duarte, 1995)

Os afloramentos existentes na região (salvo raras exceções) não permitem diferenciar de uma forma objectiva, as unidades atrás referidas. Por isso foram ambas agrupadas num mesmo conjunto estratigráfico.

Descrição segundo Duarte (1995)

Margas e Calcários com *Hildaïtes* e *Hildoceras* (MST2B):

Unidade mais espessa da série toarciana, composta por alternâncias decimétricas a métricas de margas e calcários, tornando-se cada vez mais carbonatada para o topo, com finíssimas intercalações de marga.

Esta unidade é equivalente à subunidade “c” das Margas Calcárias de São Gião de Barbosa *et al.*(1988). Segundo Duarte (1995), abrange grande parte da Biozona Levisoni (Serpentinus) e a Biozona Bifrons.

Calcários Margosos com Espongiários (MST3):

Organização semelhante a MST2B, mas mais regular, com margas, por vezes métricas, intercaladas por calcários de espessura centi a decimétrica, ocorrem pequenas bioconstruções de espongiários ("mud-mounds") (*vide* Duarte, 1991, 1997 e Duarte *et al.*, 2000).

Esta unidade data do topo da Biozona Bifrons até à Biozona Bonarelli.

Descrição macroscópica

Alternância de calcários margosos cinzentos pouco competentes com margas cinzentas, geralmente com estratificação rítmica. À semelhança de outras regiões da Bacia, observa-se a existência de "mud-mounds". Os níveis superiores são particularmente muito ricos em Hammatoceratídeos (fig. 5.17, 18 e 19).



Fig. 5.17 - Afloramento de Margas e Calcários com *Hildaïtes* e *Hildoceras*, onde observa-se o carácter rítmico desta unidade.

Coord. UTM:536955E, 4436755N.



Fig. 5.18 - Intercalações centimétricas típicas das Margas e Calcários com *Hildaïtes* e *Hildoceras*.



Fig. 5.19 - Aspecto de um "mud-mound". Coord. UTM: 537053E, 4436050N.

Critérios na definição do limite superior

O limite cartográfico do topo desta unidade é definido acima do último conjunto de bancadas centimétricas de calcário, por vezes ricos em *Hammatoceras*.

Descrição microscópica

Estas unidades apresentam alguma variação no que se refere à microfácies. Por esse motivo, as amostras aqui descritas não representam toda a unidade.

Margas e Calcários com *Hildaïtes* e *Hildoceras*:

Wackestone (micrito fossilífero) com bivalves, recristalizações de calcite, e óxido de ferro (fig. 5.20).

Calcários Margosos com Espongiários:

Mudstone (micrito fossilífero) com bivalves, raros foraminíferos e óxidos de ferro (fig. 5.21).

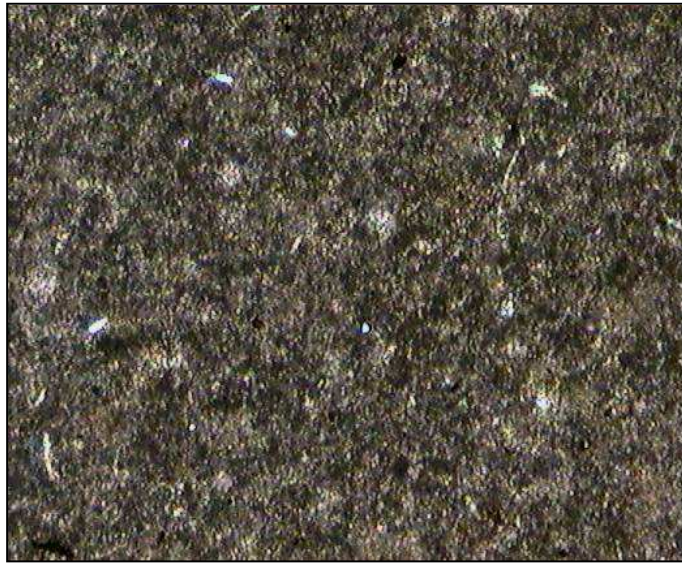


Fig. 5.20 - Aspecto microscópico das Margas e Calcários com Hildaite e Hildoceras (ampliação de 76x à luz natural).

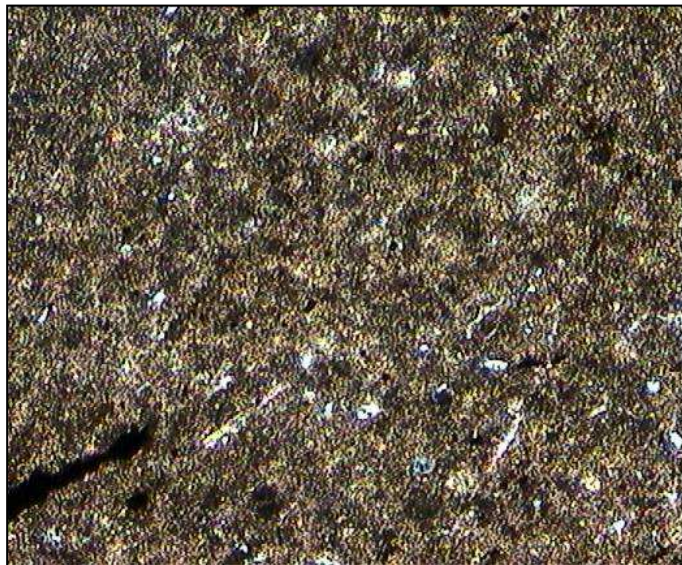


Fig. 5.21 - Aspecto microscópico dos Calcários Margosos com Espongiários (ampliação de 76x à luz polarizada).

5.4.4 - Margas Cinzentas com Braquiópodes (22 m) - MST4A (Duarte, 1995)

Descrição segundo Duarte (1995)

Predomínio de litofácies margosas, com alternância de níveis de calcário margoso muito discretos.

Abrange desde o topo da Biozona Bonarelli até à base de Biozona Meneghini.

Descrição macroscópica

Esta unidade é composta por espessas camadas de margas cinzentas com raras bancadas de calcário margoso (fig. 5.22). Apesar de estar representada em afloramentos contínuos na zona oriental da área estudada, esta unidade não aflora na zona ocidental.

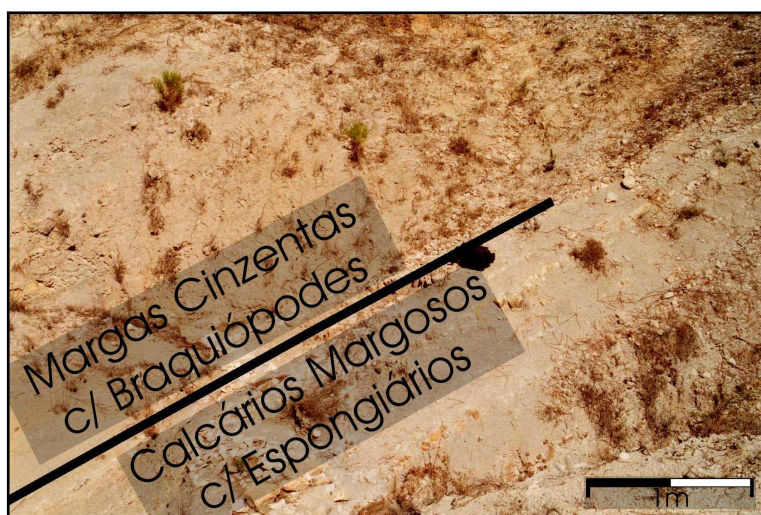


Fig. 5.22 - Limite entre os Calcários Margosos com Espongiários e as Margas Cinzentas com Braquiópodes. Coord. UTM: 537335E, 4436840N.

Critérios na definição do limite superior

O limite superior foi cartografado abaixo do primeiro conjunto contínuo de calcários margosos com o género *Cattuloceras* (fig. 5.24).

Descrição microscópica:

Wackestone (biomicrito) com bivalves, braquiópodes, foraminíferos, recristalizações esféricas de calcite e quartzo siltoso (fig. 5.23).

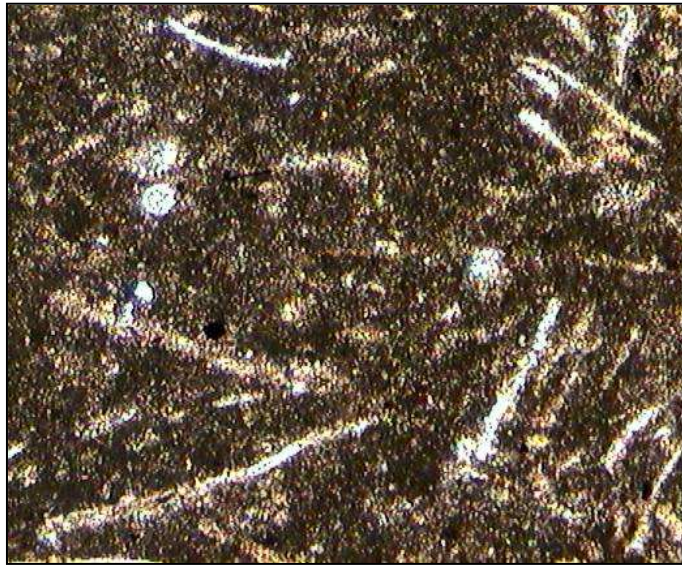


Fig. 5.23 - Aspecto microscópico das Margas Cinzentas com Braquiópodes (ampliação de 76x à luz natural).

5.5 - Calcários Margosos de Póvoa da Lomba (100 ±20 m) (Barbosa *et al.*, 1988)

Descrição segundo Barbosa *et al.* (1988)

Alternâncias de calcários margosos mais ou menos compactos em bancadas com 10 a 30 cm de espessura, e de margas de espessura ligeiramente superior. A espessura das camadas de calcário aumenta progressivamente para o topo, em detrimento das margas. A base desta unidade corresponde à unidade MST4B de Duarte (1995).

Segundo Henriques (1992), esta unidade tem início no Toarciano superior (Biozona Aalensis) e fim no Bajociano inferior (Biozona Laeviuscula).

Descrição macroscópica

Alternância rítmica de calcários margosos acinzentados em bancadas centimétricas com margas cinzentas, por vezes muito fossilíferos (essencialmente amonites) (fig. 5.24).

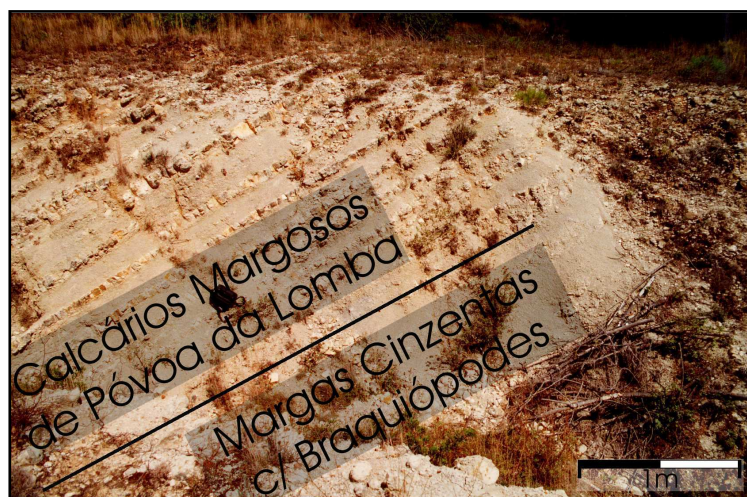


Fig. 5.24 - Limite entre as Margas Cinzentas com Braquiópodes e os Calcários Margosos de Póvoa da Lomba. Coord. UTM: 4437640E, 4436885N.

Critérios na definição do limite superior

O limite superior desta unidade não foi cartografado por apresentar uma transição gradual para a unidade seguinte (Calcários de Ançã segundo Barbosa *et al.*, 1988).

Descrição microscópica

Wackestone (biomicrito) com bivalves, foraminíferos, equinodermes, braquiópodes, óxidos de ferro e quartzo siltoso (fig. 5.25).

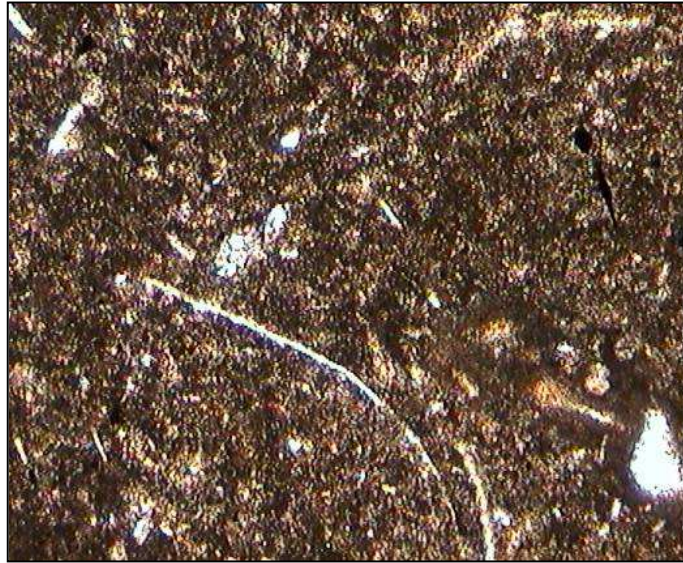


Fig. 5.25 - Aspecto microscópico dos Calcários Margosos de Póvoa da Lomba (ampliação de 76x à luz natural).

5.6 - Doleritos

Na parte Oeste da zona estudada, aflora um corpo ígneo de natureza dolerítica.

Descrição segundo outros autores

A primeira descrição encontrada dada de 1883-1887, onde Macpherson refere: "*...acham-se n'um estado de decomposição tão adiantada que dificilmente permitem o formar-se idéa da sua estrutura.*" e descreve o dolerito como sendo formado de grandes cristais de feldspato muito turvo, alguma piroxena e muita amfíbola.

Posteriormente, Costa (1914), refere em seu trabalho a existência duma "cúpula ofítica em Outeiro, nas proximidades de Soure".

Meio século depois, Romariz (1960), volta a estudar estas rochas, e, apesar de referir a impossibilidade de verificar as posições relativas dos corpos, subdividiu-os em Dolerito de grão grosseiro, Doleritos esfénicos e Dolerito com Feldspato Dominante.

Rocha *et al.* (1981) não acrescenta nenhum dado, limitando-se a citar Romariz (1960).

O último estudo realizado foi o de Ferreira *et al.* (1983), que classifica esta unidade como dolerito augítico-olivínico com labradorite, olivina, augite, apatite, albite, biotite, óxidos de ferro e titânio, prehnite e zeolitos. Estes autores, apesar de referirem que estão cientes do erro analítico considerável devido ao estado de alteração das amostras, sugerem uma idade para o dolerito de Outeiro (Soure) de $159,62 \pm 3,20$ m.a. (K/Ar) (Caloviano terminal segundo Gradstein *et al.*, 1996).

Descrição macroscópica

Rocha básica muito alterada de grão fino. É comum a presença de um solo arenoso, escuro e por vezes esverdeado.

Critérios na definição do limite

O limite desta unidade foi definido abaixo dos afloramentos de calcário. Visto a região do vértice geodésico de Outeiro apresentar poucos afloramentos e a forma do corpo ígneo não ser conhecida, este limite pode ter um desfasamento importante em relação à situação real.

Descrição microscópica

Não foram realizadas análises microscópicas desta litologia.

5.7 - Unidades Litostratigráficas Enquadrantes

As unidades presentes neste capítulo não foram alvo deste trabalho, mas merecem destaque por apresentarem contacto (estratigráfico ou tectónico) com as unidades cartografadas. As espessuras apresentadas referem-se às definidas pelos autores em causa e não às encontradas no Anticlinal de Cabeça Gorda.

5.7.1 - Margas de Dagorda

Esta unidade, que aflora a Oeste da região estudada, está estratigraficamente por baixo da unidade mais antiga cartografada no presente trabalho (Dolomias de Coimbra).

Descrição segundo Rocha *et al.* (1988)

Espessa série de argilas cinzentas e acastanhadas, com importantes camadas de gesso, níveis de calcários dolomíticos e rochas eruptivas.

No mesmo trabalho também é afirmado que o Dolerito de Outeiros está associado a esta unidade.

5.7.2 - Calcários de Ançã (250 ± 30m) (Barbosa *et al.*, 1988)

Esta unidade está estratigraficamente acima e apresenta uma transição gradual com os Calcários Margosos de Póvoa da Lomba.

Descrição segundo Barbosa *et al.* (1988)

Espessas bancadas de calcário micrítico cinzento, muito compacto e pobre em fauna de amonites, seguidas de calcários compactos brancos crescosos a micríticos, por vezes calco-detríticos ricos em amonites e com *Zoophycos sp.*

5.7.3 - Arenitos do Carrascal

Esta unidade é discordante sobre as Unidades Jurássicas da região; na zona cartografada contacta com as Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes (na região do Outeiro) e com os Calcários Margosos com Espongiários (em Alencarce de Cima). É equivalente ao Grés Belasianos e ao Grés Grosseiro Inferior. Esta Unidade foi recentemente designada por Formação da Figueira da Foz (*vide* Dinis, 1999).

Descrição segundo Rocha *et al.* (1988)

Constituída por arenitos de várias granulometrias, mas com tendência granodecrescente para o topo da Unidade.

5.7.4 - Calcários Apinhoados de Costa de Arnes

Esta unidade, equivalente aos Calcários de Tentugal e aos Calcários de Trouxemil, assenta sobre os Arenitos do Carrascal. De acordo com a carta geológica publicada para a região por Manuppella & al (1976), esta unidade assenta localmente (a Oeste de Alencarce de Cima) sobre as Margas Calcárias de São Gião. Tonicher (1992) descreve com pormenor esta unidade.

Descrição segundo Barbosa *et al.* (1988)

Calcários, calcários margosos, grés calcários e margas com textura concrecionada ou apinhoadas.

5.7.5 - Formação Argilo-gresosa e conglomerática da Senhora do Bom Sucesso

Segundo Oliveira & al (1992), esta unidade assenta em discordância sobre as Margas Calcárias de São Gião a Oeste de Alencarce de Cima.

Descrição segundo Rocha *et al.* (1988)

O citado autor descreve esta unidade como sendo composta por arenito-conglomerados mais ou menos argilosos a Sul do Diapiro de Soure.

5.7.6 - Areias Pliocénicas

Contacta com o Dolerito e com os Calcários de São Miguel a Oeste, a Sul e a Este dos afloramentos de Outeiro.

Descrição segundo Rocha *et al.* (1988)

Areias e saibros grosseiros, argilosos, acastanhados, com laivos avermelhados e com muitos seixos miúdos.

5.7.7 - Aluviões

Os afloramentos de Aluviões estão presentes ao longo da ribeira a Norte de Alencarce de Cima. A presença desta unidade foi omitida, sendo registados os afloramentos subjacentes.

6 - Análise Estrutural

Os episódios de deformação que afectaram a região ficaram registados nas unidades litostratigráficas essencialmente por dois tipos de estruturas: falhas e dobras.

6.1 - Falhas

As litologias envolvidas (margas e calcários margosos) não permitem geralmente a génese e conservação de indicadores cinemáticos, sendo a movimentação das falhas indicada essencialmente pelo padrão cartográfico.

A cartografia efectuada permite constatar uma compartimentação das litologias existentes, ao longo de dois grupos principais de falhas, um com orientação preferencial N-S e outro E-W (fig. 6.1).

As falhas N-S tem uma disposição regular ao longo do anticlinal de Cabeça Gorda apresentando uma inclinação geralmente próxima da vertical. A existência de estrias com atitude 60;230 no sector norte da Falha G com plano de falha 340;65W e o padrão de afloramentos, indicam que a falha G é predominantemente inversa com uma ligeira componente de desligamento direita (abatimento do bloco oriental). Visto a atitude das estrias serem muito próximas do *pitch* do plano de falha (65;250), as camadas penderem em média 20°N, e para um desligamento cartográfico aparente direito de cerca de 80m (padrão de afloramento), conclui-se que a componente de movimentação inversa é cerca de 30m.

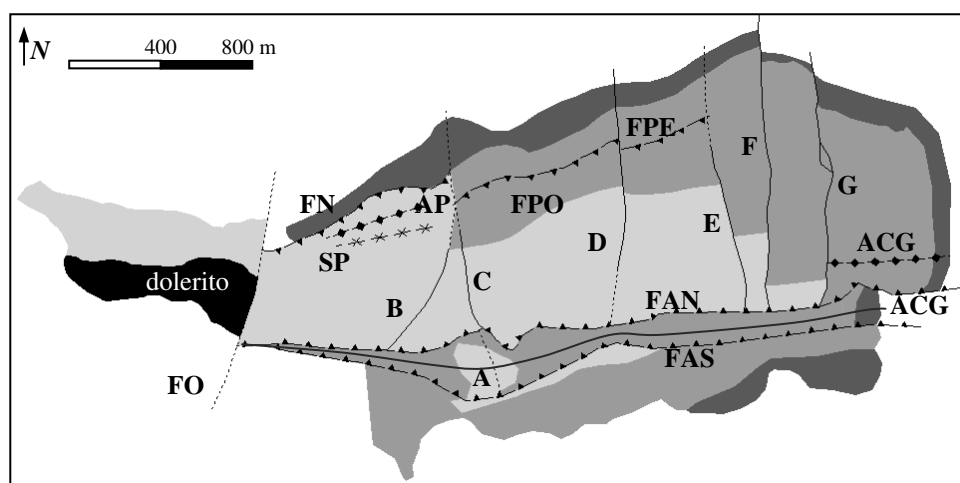


Fig.6.1 - Nomenclatura das estruturas analisadas no Anticlinal de Cabeça Gorda. ACG - anticlinal de Cabeça Gorda; FAS - falha de Alencarce sul; FAN - falha de Alencarce norte; FO - Falha do Outeiro; SP - sinclinal da Preta; AP - anticlinal da Preta; FN - falha da Neca; FPO - falha de Pinheiro oeste; FPE - falha de Pinheiro este.

Esta mesma falha apresenta na região central duas bifurcações com uma geometria em *duplex* de escala decamétrica. (fig. 6.2)

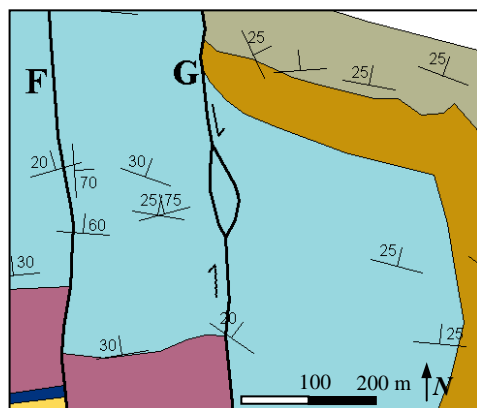


Fig.6.2 - Duplex no sector central da falha G.

A inexistência de outros dados cinemáticos relativos às falhas N-S além do padrão de afloramentos com movimentação direita aparente e do pendor das camadas para norte, sugerem dois movimentos extremos possíveis à estas falhas:

- movimento predominante de cisalhamento direito, ou;
- movimento predominante de abatimento dos respectivos blocos orientais.

Já a falha do Outeiro, limita um bloco a oeste com características distintas dos outros blocos encontrados na região estudada, pois a presença de um corpo dolerítico confere uma tendência de marmorização às unidades carbonatadas envolventes. É de se referir que esta tendência não é observada a oriente da falha do Outeiro.

A principal estrutura E-W existente na região é constituída por duas falhas (cavalcamento de Alencarce norte e sul), com mais de dois quilómetros de extensão horizontal cada, constituindo juntas o sistema cavalgante de Alencarce (SCA). Este sistema é composto por cavalgamentos vergentes para sul que separam o flanco curto verticalizado do anticlinal de Cabeça Gorda, do flanco longo do mesmo anticlinal a norte.

O cavalcamento de Alencarce Norte limita um domínio a norte com bons afloramentos a penderem para norte de um domínio imediatamente a sul com raros afloramentos onde não foi possível identificar as unidades presentes. Já o cavalcamento de Alencarce Sul foi marcado imediatamente a norte das regiões com tendência a pendores verticais. Não se exclui a hipótese da zona entre os cavalgamentos de Alencarce norte e sul ser formada por uma série de cavalgamentos menores com orientações aproximadas de E-W.

As outras falhas E-W (falhas de Pinheiro e da Neca), todas com menor expressão, são evidenciadas pela supressão de unidades.

No caso das falhas de Pinheiro, ocorre uma diminuição significativa de espessura das Margas e Calcários com *Hildaites* e *Hildoceras* e dos Calcários Margosos com Espongiários. A hipótese de ocorrência de tectónica sin-sedimentar foi descartada devido a inexistência de variações laterais de facies não só local, mas também regional (Duarte, 1995).

No caso da falha da Neca, verifica-se a supressão de mais de 300 metros de espessura de sedimentos, colocando em contacto as Margas e Calcários Margosos de Vale da Fonte com os Calcários Margosos de Póvoa da Lomba.

Não há nenhum elemento cartográfico que evidencie o sentido de movimentação e o tipo das falhas referidas, sendo teoricamente possíveis três situações, representadas na figura 6.3.

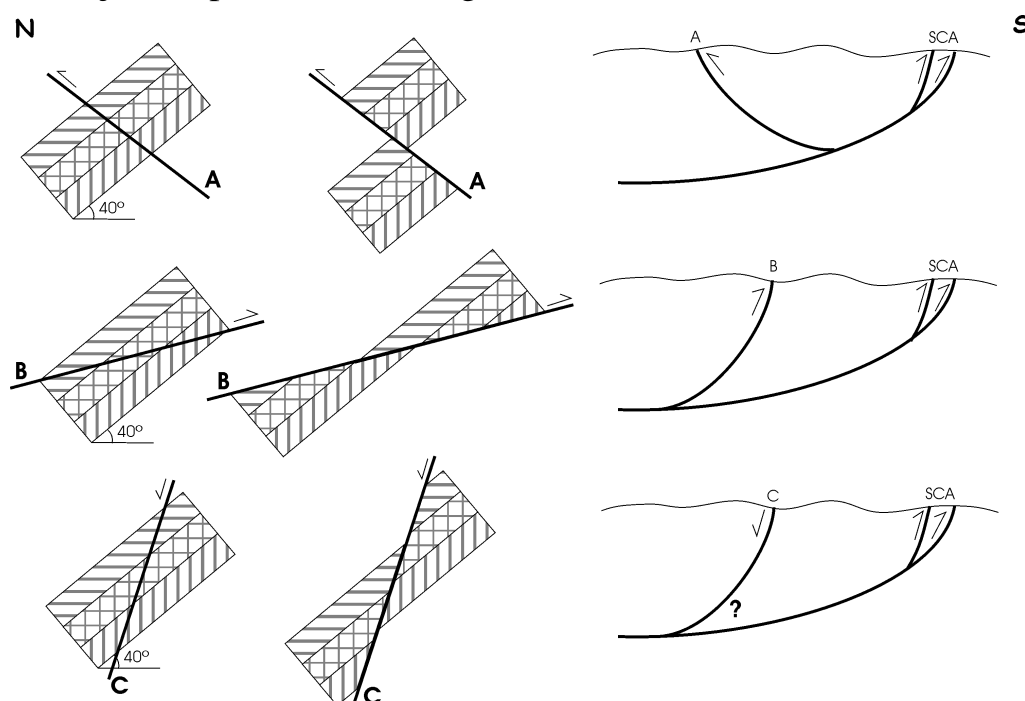


Fig.6.3 - Modelos geométricos possíveis para as falhas de Pinheiro e Neca. A - falha inversa pendente para sul; B - falha inversa pendente para norte; C - falha normal pendente para norte. SCA - Sistema Cavalcante de Alencarce.

Da análise da figura 6.3, observa-se uma incongruência da situação C, em relação ao cavalcamento de Alencarce, visto que esta situação levaria à movimentos com sentido opostos no local de junção das falhas. Quanto à situação B, parece também pouco provável, pois seria de esperar uma deformação ao longo da falha em análise, semelhante ao cavalcamento de Alencarce, ou seja, a formação de um anticlinal vergente para norte, situação esta não existente. Sendo assim, parece plausível a interpretação das falhas de Pinheiro e da Neca como sendo cavalcantes para norte.

6.2 - Dobras

Toda a estrutura de Cabeça Gorda, corresponde a um grande anticlinal, com o plano axial cortado pelo Sistema Cavalgante de Alencarce e com uma terminação periclinal a oriente (ver anexo 8). A região a norte do referido cavalgamento, compreende unidades com atitude média das estratificações de 280;33N, e a região a sul com média de 260;82N, sendo o primeiro caso correspondente ao flanco longo e o segundo caso ao flanco curto do anticlinal de Cabeça Gorda, o qual apresenta portanto, vergência para sul.

No bloco entre a falha do Outeiro, falha B, falha da Neca e falha de Alencarce Norte, verifica-se uma variação homogênea da inclinação das camadas, sugerindo a existência de dobras abertas (anticlinal e sinclinal da Preta) cujos eixos têm atitude aproximada 5;075 (fig. 6.4). Provavelmente existem outras dobras imediatamente a sul, mas devido às condições de afloramento, estas não foram observadas. Estas dobras vêm justificar a extensão anormal de afloramentos das Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes encontrados no local.

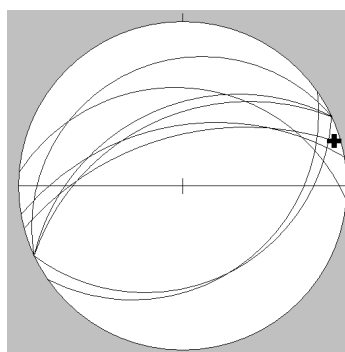


Fig. 6.4 - Projeção estereográfica (Schmidt, hem. inferior) das atitudes da estratificação ao redor do anticlinal e sinclinal da Preta.

No flanco norte do anticlinal, verifica-se que a direção do limite das unidades cartografadas (em média N260°) não é paralela à atitude dos estratos (N280°) (fig. 6.5).

Já o flanco curto apresenta uma concordância nas direções das camadas (fig.6.5) e dos limites entre as mesmas, apesar de haver alguma dispersão dos valores.

Esta obliquidade pode ser explicada pela existência de dobras de pequena amplitude com eixos paralelos à actual atitude dos estratos no flanco longo (fig.6.6). É de salientar que na cartografia não é observada a ondulação dos limites provavelmente devido às deficientes condições de afloramento.

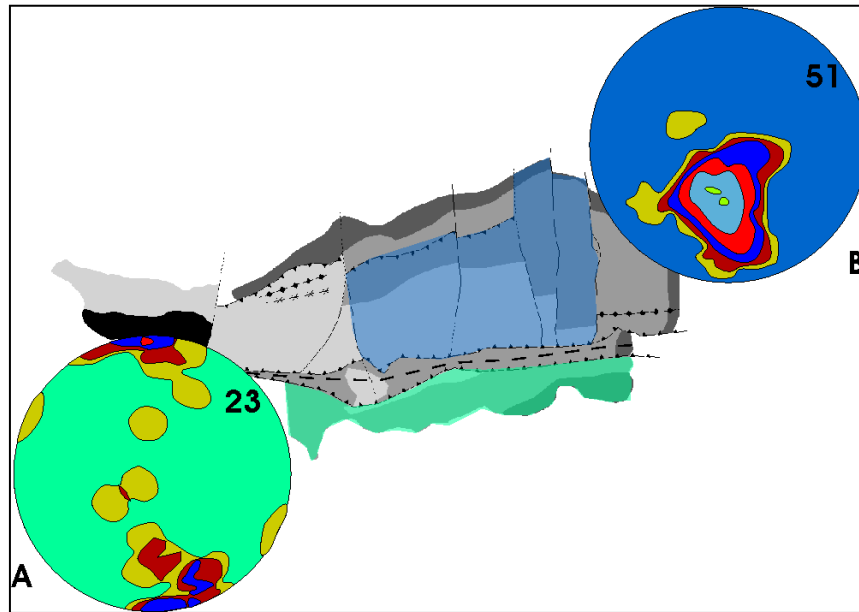


Fig.6.5 - Projeção estereográfica (Schmidt, hem.inf.) da direção das camadas nos flancos norte e sul do anticlinal de Cabeça Gorda. As direções médias das camadas são A- 280;33N; B- 261;82N.

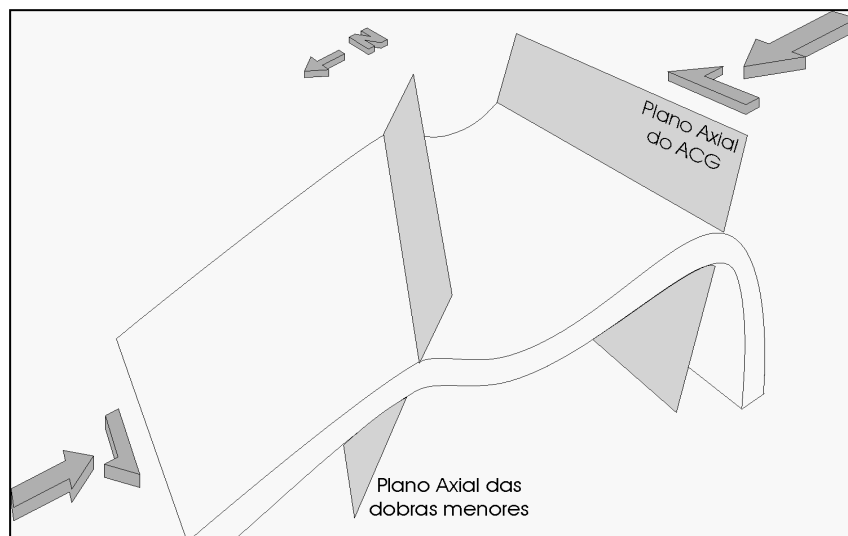


Fig.6.6 - Dobra principal exibindo dobras menores no flanco longo. ACG - anticlinal de Cabeça Gorda (adapt. Dias & al, 1999).

6.3 - Estruturas Regionais

Com o objectivo de compreender a evolução geodinâmica responsável pela génese do anticlinal de Cabeça Gorda, realizou-se um estudo das megaestruturas regionais.

Da análise da cartografia efectuada por Manuppella et al (1976), observa-se que o sistema cavalgante de Alencarce inflecte para SW e depois novamente para ocidente, (fig. 6.7) contendo nos locais de inflexão intrusões doleríticas.

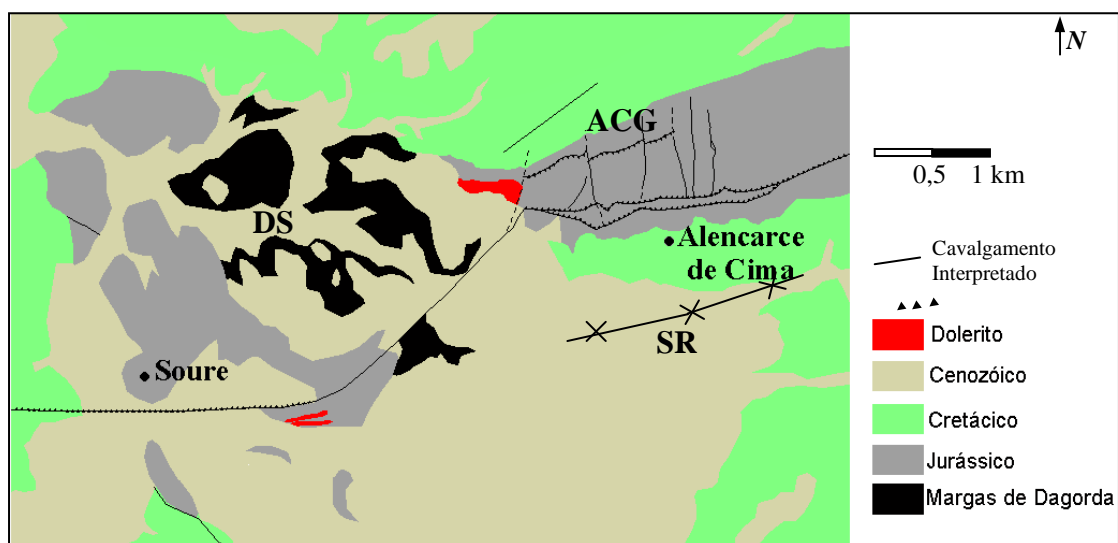


Fig.6.7 - Carta geológica simplificada da região envolvente ao anticlinal de Cabeça Gorda (adaptado de Manuppella et al (1976)). DS - diapiro de Soure s.s.; ACG - anticlinal de Cabeça Gorda; SR - sinclinal de Rebolia.

O anticlinal de Cabeça Gorda é limitado a sul pelo Sinclinal de Rebolia. Reis (1983) refere que as Argilas de Taveiro (Cretácico superior) do flanco norte deste sinclinal estão cortadas por várias falhas E-W e o topo desta unidade é marcada por um cavalgamento da formação do Bom Sucesso (Paleogénico/Miocénico).

A falha de Arunca (fig.6.8), passa gradualmente ao cavalgamento da Serra da Boa Viagem (falha de Quiaios de Cabral, 1993), com vergência para norte, sendo este limitado a oeste pela falha de Figueira da Foz (Alves *et al*, 2002) situada ao largo da cidade com o mesmo nome. Este conjunto corresponde segundo Ribeiro (1988) à rampa frontal de um cavalgamento para norte (cav. Serra da Boa Viagem), limitado por duas rampas laterais (falhas de Arunca e da Figueira da Foz).

Da análise à menor escala (fig. 6.9), é de salientar a ausência de afloramentos do Jurássico superior na região compreendida a este e a

norte da falha de Arunca/Boa Viagem e a norte do sistema Nazaré/Lousã. Em consequência, o Cretácico está depositado sobre o Jurássico médio e por vezes inferior nesta região, em contraste com o que é observado a sul e a oeste da região estudada.

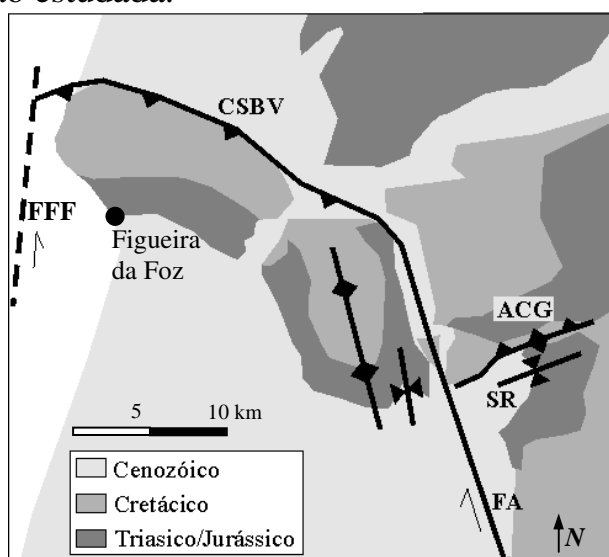


Fig.6.8 - Carta estrutural da região enquadrante do Anticlinal de Cabeça Gorda. CSBV - cavalgamento da Serra da Boa Viagem; ACG - anticlinal de Cabeça Gorda; SR - Sinclinal de Rebolia; FA - falha de Arunca; FFF - Falha de Figueira da Foz. (adapt. de Oliveira & al, 1992 e de Tectonics Team, 1996).

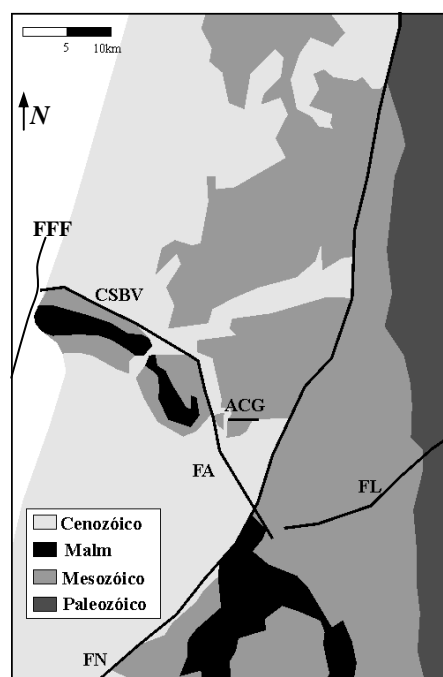


Fig.6.9 - Carta geológica simplificada do sector norte da Bacia Lusitaniana. FN - falha da Nazaré; FL - falha da Lousã; FA - falha do Arunca; ACG - anticlinal de Cabeça Gorda; FFF - falha da Figueira da Foz; CSBV - cavalgamento da Serra da Boa Viagem.

7 - Evolução Geodinâmica

De uma forma generalista, a estrutura do anticlinal de Cabeça Gorda pode ser considerada como sendo um anticlinal com vergência para sul seccionado ao longo do plano axial, pelo sistema cavalgante de Alencarce (falhas de Alencarce norte e sul (fig.6.1)).

Twiss & Moores (1992) descrevem dois modelos de falhas inversas associadas a dobras aplicáveis à presente situação:

1 - Quando as dobras atingem um estado em que os flancos não conseguem suportar mais encurtamento, resulta numa falha inversa que corta o flanco curto (fig. 7.1);

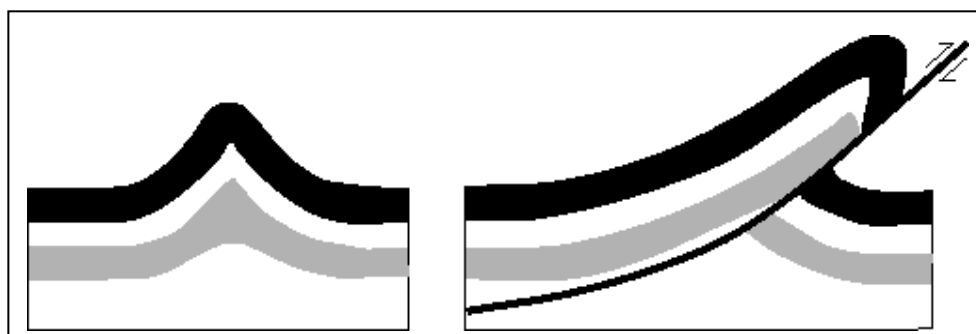


Fig.7.1 - Representação de uma falha inversa por acentuar da deformação de uma dobra (*adapt. Twiss & Moores, 1992*).

2 - A dobra também pode formar-se como resultado de um acomodamento causado por uma falha inversa em profundidade. Com o aumento da deformação, a falha acaba por intersectar as camadas superiores (fig. 7.2).

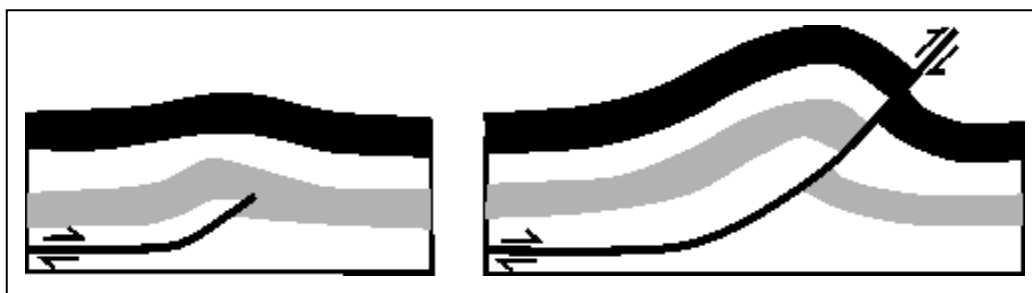


Fig.7.2 - Representação de uma dobra causada por uma falha inversa em profundidade (*adapt. Twiss & Moores, 1992*)

As estruturas descritas no capítulo anterior, permitem detalhar os modelos atrás referidos, visto que a estrutura anticlinal de Cabeça Gorda apresenta uma estrutura tridimensional complexa.

Qualquer modelo proposto para a evolução geodinâmica da estrutura anticlinal de Cabeça Gorda, deverá necessariamente ter em conta alguns aspectos tanto estratigráficos como estruturais:

- Ausência regional de sedimentação durante o final do Jurássico médio e Jurássico superior;
- Discordância local do Cretácico sobre o Jurássico inferior e médio;
- Verticalização das camadas cretácicas no flanco sul do anticlinal de Cabeça Gorda;
- Dobras de pequena amplitude no flanco longo;
- Localização dos doleritos;
- Forma sub-circular e localização do diapiro de Soure.

7.1 - Aspectos estratigráficos

a-) Ausência regional de sedimentação durante o final do Jurássico médio e Jurássico superior;

A região estudada situa-se próxima do limite entre a região onde se observam afloramentos do final do Dogger e Malm e a região onde estes são ausentes (Fig. 6.9).

Esta ausência de sedimentação não pode ser justificada apenas por uma variação geral do nível do mar, sendo necessária a existência de um alto estrutural, provavelmente controlado pelas falhas referidas no capítulo anterior.

É de reter portanto a necessidade de instabilidade tectónica no final do Jurássico médio ou no Jurássico superior.

b-) Discordância local do Cretácico sobre o Jurássico inferior e médio;

Da análise da cartografia (Anexo 8), observa-se a discordância dos Arenitos do Carrascal (Cretácico inferior) sobre as unidades de idade Jurássica.

No flanco norte do anticlinal de Cabeça Gorda, essa discordância tem como unidade subjacente os Calcários de Ançã (Bajociano / Batoniano), enquanto que no flanco sul, as unidades subjacentes variam desde os Calcários em Plaquetas (Toarciano inferior) até os Calcários de Póvoa da Lomba (Toarciano sup. / Aaleniano).

Tal discrepância nas unidades subjacentes à discordância, vem evidenciar a necessidade de um evento local pré Arenitos do Carrascal (Cretácico inferior), concentrado na zona de maior deformação do anticlinal de Cabeça Gorda, ou seja, no sistema cavalgante de Alencarce. Esta situação também é observada ao redor do Diapiro de Soure, apesar de não se excluir, neste caso, a hipótese de alguns contactos não serem por discordância, mas sim por falha.

A concentração desta deformação precoce ao longo do Sistema Cavalgante de Alencarce, insinua a existência de um acidente a nível do soco, sendo este um factor importante na evolução do anticlinal de Cabeça Gorda e do diapiro de Soure.

c-) Verticalização das camadas cretácicas no flanco sul do anticlinal de Cabeça Gorda;

No flanco inverso do anticlinal de Cabeça Gorda, observa-se que as camadas das unidades de idade cretácica apresentam-se com inclinações próximas da vertical.

Este facto indica que a principal fase de inversão associada a formação do referido anticlinal deva ser necessariamente pós cretácica.

d-) Conclusão

Os factos atrás referidos levam à conclusão da necessidade da existência de pelo menos duas fases de deformação associadas à formação do anticlinal de Cabeça Gorda:

- uma primeira fase de deformação insipiente (Fase 1), causada provavelmente por uma almofada de sal com idade contida no período entre o Caloviano e o Jurássico superior.

- uma segunda fase (Fase 2) mais importante é responsável pela formação do anticlinal de Cabeça Gorda e pela intrusão do diapiro de Soure em período pós cretácico.

7.2 - Aspectos estruturais

a-) Dobras de pequena amplitude no flanco longo;

As dobras de pequena amplitude e a sua disposição *en echelon* que afectam as unidades do flanco norte, em contraste com a ausência destas estruturas no flanco sul, parece evidenciar uma concentração da componente cisalhante no sistema cavalgante de Alencarce. A orientação das dobras do flanco norte, sugerem um campo de tensões com direcção da compressão máxima NNE-SSW.

Caso as falhas N-S localizadas no flanco norte do anticlinal de Cabeça Gorda sejam desligamentos direitos, estas podem ser interpretadas como falhas antitéticas (*R'* de Riedel, 1929) de acordo com um regime transpressivo esquerdo (Sanderson & Marchini, 1984) (fig.7.3).

Já a falha B, com orientação N30E, parece ter um rejeito esquerdo e pode corresponder a uma falha sintética (*R* de Riedel, 1929) com uma orientação também propícia à um regime transpressivo esquerdo (fig.7.3).

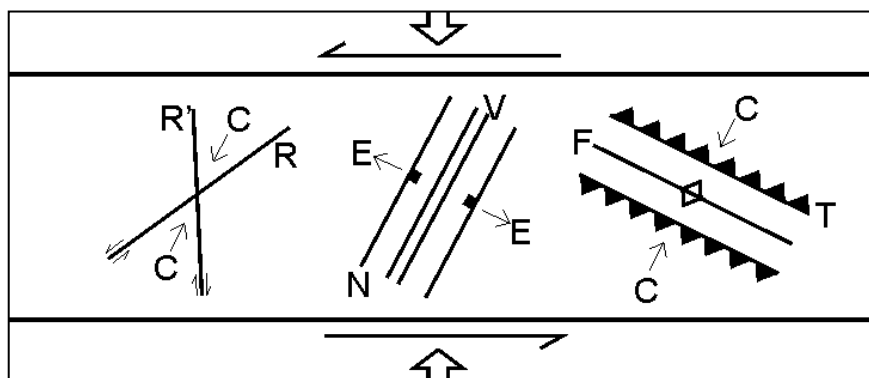


Fig.7.3 - Estruturas resultantes num regime transpressivo esquerdo. R'-fractura AntiRiedel; R-fractura Riedel; C-compressão; E-extensão; N-falha normal; T-falha inversa; F-dobras (adapt. Sanderson & Marchini, 1984).

A existência das falhas antitéticas (R') direitas e da possível falha sintética (R) esquerda com a orientação em que se encontram, sugerem que os blocos sofreram uma rotação no sentido anti-horário. Price & Cosgrove (1990) referem que "as falhas antitéticas (R') sofrem geralmente uma rápida rotação com a continuação do cisalhamento", reforçando assim a evidência atrás descrita. Tal rotação ocorreu sem deformação interna dos blocos (ver Anexo 1).

Esta rotação em sentido anti-horário, explica também a orientação anormal dos cavalgamentos da Neca e de Pinheiro, quando comparada com o modelo proposto por Sanderson & Marchini (1984) (fig. 7.3).

b-) Localização dos doleritos e do diapiro de Soure;

Apesar de não ter sido cartografada neste trabalho, a área do diapiro de Soure é afectada pelo prolongamento do sistema cavalgente de Alencarce.

Manuppella et al (1976) cartografam a continuação para ocidente do sistema cavalgente de Alencarce ao longo de uma falha que inflecte para sudoeste e depois para oeste. Observa-se que os afloramentos das Margas de Dagorda (que constituem o núcleo do diapiro) encontram-se imediatamente a norte do sector com orientação sudoeste da referida falha, assim como a localização dos corpos diapíricos encontram-se nos locais de inflexão da falha (fig. 7.4).

Tal situação sugere que a instalação do diapiro deu-se numa situação do tipo *releasing bend (pull-apart)* (Woodcock, N.H. & Fischer, M., 1986) na região de inflexão da falha.

A localização desta estrutura indica a provável causa da instalação do diapiro de Soure assim como dos corpos doleríticos encontrados na região (fig.7.4).

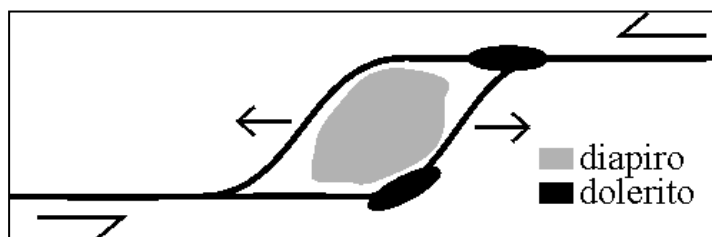


Fig.7.4 - Mapa esquemático da implantação do diapiro de Soure e dos corpos doleríticos num regime de *releasing bend*.

É de se referir que a intrusão de corpos em regiões com estas características estruturais é muitas vezes referida na bibliografia; por exemplo, Guinebertau, B. & *al* (1997), descrevem a instalação de um plutão granítico no oeste francês sob circunstâncias semelhantes.

Este modelo fornece uma explicação plausível para o diapiro de Soure ter o formato arredondado, contrastando com a maioria dos diapiros aflorantes na bacia Lusitaniana que apresentam um formato alongado, intruídos ao longo de falhas. Também oferece uma justificação para o diapiro de Soure apresentar uma deformação incipiente em oposição ao anticlinal de Cabeça Gorda.

7.3 Modelo Geométrico

Letouzey & *al* (1995), definem um modelo de graben com inversão oblíqua sob transpressão, com uma unidade de descolamento baseado em observações de campo no sul do Mar do Norte e no Atlas algerino e em modelação analógica, apresentando um estado final semelhante à região estudada.

No modelo analógico citado, é apresentada a evolução da inversão de uma falha normal do soco com duas camadas de silicone que promovem zonas de desligamento preferenciais (fig.7.5). A camada inferior de silicone pode ser representante das Margas de Dagorda e a camada superior ser representante das Margas com *Hildaites* e *Hildoceras* a oriente e a ocidente, representar as Margas e Calcários Margosos de Vale das Fontes.

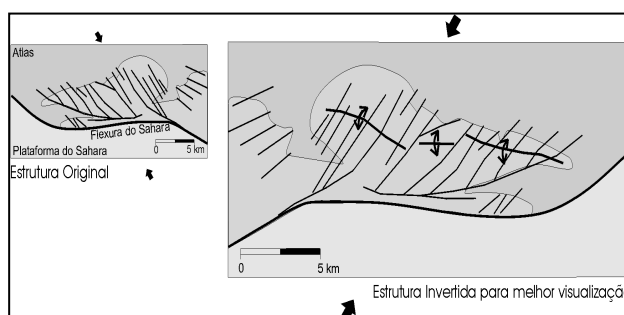


Fig.7.5 - Exemplo de estrutura relacionada com inversão oblíqua na Argélia. *Adapt.* Letouzey & *al* (1995).

Ao associar os modelos atrás descritos, o anticlinal de Cabeça Gorda parece representar três blocos com deformação distintas, equivalentes a vários estados do modelo proposto por Letouzey & *al* (1995):

- 1 - uma região que sofreu pouca compressão, sem retrocavalcamento (a oeste da falha E) (fig. 7.6A e 7.8);
- 2 - uma região com compressão intermédia com retrocavalcamento (entre a falha B e E) (fig. 7.6B, 7.7 e 7.8);
- 3 - uma região que sofreu intensa compressão com formação de um retrocavalcamento e *flower-structure* positiva com dobras associadas (entre a falha B e a falha do Outeiro) (fig. 7.8).

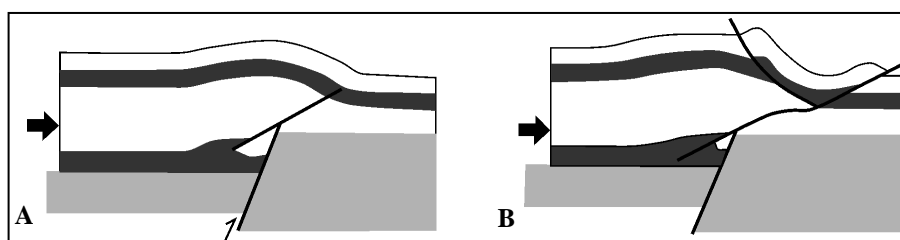


Fig.7.6 - Duas etapas na inversão de uma falha com duas camadas deslizantes intercaladas. *In* Letouzey & *al* (1995).

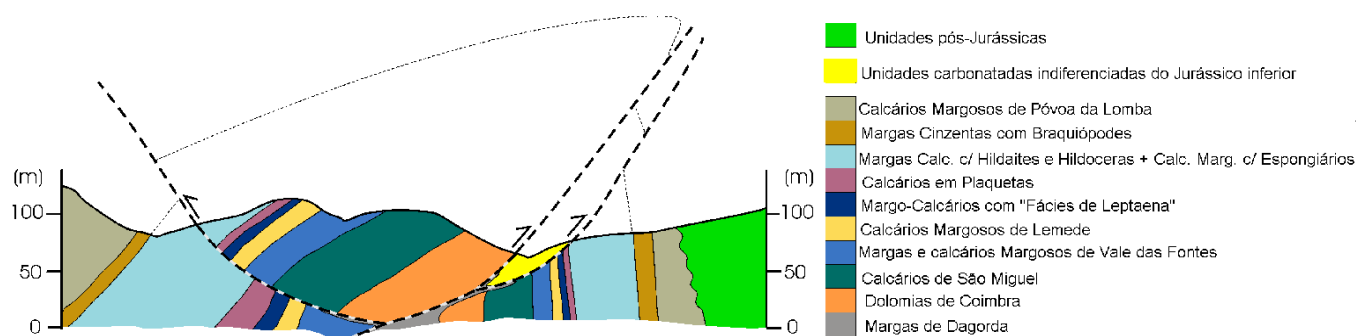


Fig.7.7 - Perfil geológico interpretado (para localização ver Anexo 8)

Uma estrutura deste género (fig. 7.8) deve ter sido formada por uma transpressão esquerda com componente compressiva não uniforme (fig. 7.9), ou seja, além da rotação interna em sentido anti-horário dos blocos do flanco norte, ocorre também um encurtamento maior no sector ocidental do que no sector oriental.

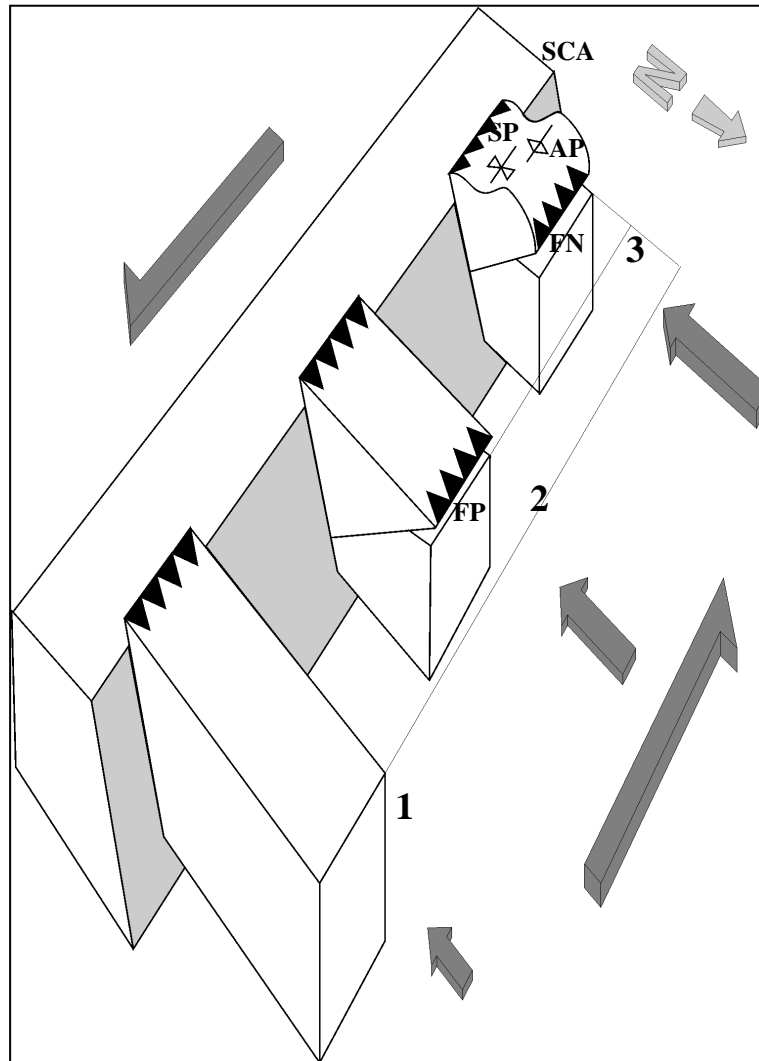


Fig.7.8 - Modelo proposto para a génese das estruturas do anticlinal de Cabeça Gorda. SCA - sistema cavalgante de Alencarce; AP / SP - anticlinal / sinclinal da Preta; FN - falha da Neca; FP - falhas Pinheiro oeste e este. (fig.7.1). 1, 2 e 3 (ver texto).

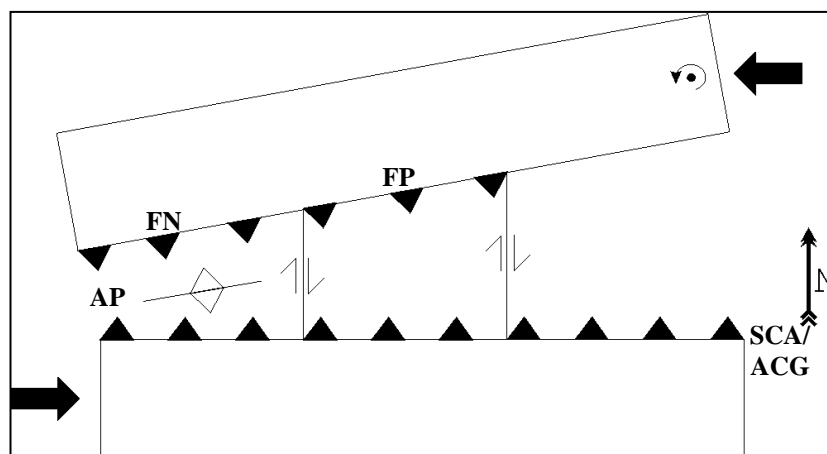


Fig.7.9 - Modelo proposto para a compressão diferenciada observada na fig.7.8. SCA - sistema cavalgante de Alencarce; ACG - anticlinal de Cabeça Gorda; AP - anticlinal da Preta; FN - falha da Preta; FP - falha Pinheiro oeste e este.

7.4 - Cronologia

Com base nos precedentes descritos, pretende-se discutir cronologicamente os elementos estruturais observados ao longo do tempo geológico de acordo com o modelo geométrico proposto.

Distingue-se no anticlinal de Cabeça Gorda, pelo menos duas fases locais de deformação:

Fase 1:

Responsável pela formação da almofada de sal que origina a discordância dos Arenitos do Carrascal (Cretácico inferior) sobre os Calcários de Ançã (Bajociano / Batoniano) no flanco norte, enquanto que no flanco sul, as unidades subjacentes variam desde os Calcários em Plaquetas (Toarciano inferior) até os Calcários de Póvoa da Lomba (Toarciano sup. / Aaleniano), sendo portanto, de idade incluída entre o Batoniano e o Cretácico.

A inexistência regional de litologias do final do Jurássico médio e do Jurássico superior, pode em primeira análise, ser devida à erosão das unidades com esta idade ou, devida a não deposição de tais unidades. A ausência de qualquer vestígio de afloramentos que evidenciem a existência anterior de tais litologias, levam à hipótese da não deposição de sedimentos desta idade. Tal raciocínio leva à necessidade de um evento no final do Jurássico médio que promove o soerguimento regional.

Três factos levam à indicação da idade caloviana para este evento:

- A existência de um soerguimento regional no final do Jurássico médio;
- Rasmussen et al (1998) referem a existência de um *uplift* regional na margem ocidental da plataforma Ibérica no final do Caloviano;
- apesar das reservas dos autores, Ferreira et al (1983) indicam idade caloviana para o dolerito de Outeiro.

Apesar de Rasmussen et al (1998) descreverem a formação de almofadas de sal em outras regiões da bacia que modificam a topografia no Oxfordiano através da rotação de blocos e Terrinha et al (1995) descreverem um importante evento compressivo próximo do limite entre o Jurássico superior e o Cretácico, as evidências locais parecem apontar a idade **caloviana** para a primeira fase de deformação a afectar o anticlinal de Cabeça Gorda.

Fase 2:

Fase de maior intensidade que a anterior, responsável pela verticalização do flanco sul do anticlinal de Cabeça Gorda.

É do período pós Formação do Bom Sucesso (Paleogénico e Miocénico), pois o sinclinal de Rebolia (que parece ser contemporâneo do

anticlinal de Cabeça Gorda) afecta esta unidade e é ante areias pliocénicas, pois estas "selam" a estrutura.

Rasmussen et al (1998) descrevem uma forte inversão Miocénica com intrusões diapíricas e cavalgamentos com orientação ENE-WSW. Segundo estes mesmos autores, os cavalgamentos foram realizados por uma combinação de *thick-skinned tectonics* (inversão das falhas normais do soco) e *thin-skinned tectonics* (descolamento ao longo das Margas de Dagorda).

A compressão Miocénica segundo Tectonics Team (1998) é causada pela colisão da Eurasia com a África com orientação média de NNW-SSE. Apesar desta orientação não ser favorável à activação de uma transpressão esquerda com orientação ENE-WSW, outras estruturas com orientações semelhantes foram descritas na Arrábida (Tectonics Team, 1998), com rotação local do campo de tensões devido à existência de identadores. Este assunto será discutido com mais pormenor no capítulo seguinte.

Assim sendo, é admitida a idade **miocénica** para a segunda fase de deformação.

As dobras menores com eixo oblíquo ao sistema cavalgante de Alencarce, não contém elementos geométricos suficientes para uma conveniente datação. A inconsistência das atitudes no flanco sul do anticlinal de Cabeça Gorda, não permitem inferir a idade relativa destas estruturas, não sendo de descartar a hipótese de uma fase intermédia (Fase 1b) para a formação desta estrutura.

Quanto aos doleritos, não há evidências de sua idade, para além da datação caloviana incerta de Ferreira et al (1983), também não se exclui a possibilidade de intrusão durante a Fase 1b.

A figura 7.10 representa a idade dos principais eventos que afectaram a região.

	Série	Fase 1	Fase 2	Fase 1b ?	Almofada de Sal	Diapiro de Soure	Sedimentação	Dobras Menores	Dolerito	Falhas N-S	Sist. Cav. Alencarce	Falha da Neca e Pinheiro
Neog.	Pliocénico											
	Miocénico							?	?			
Paleog.	Oligocénico											
	Eocénico											
	Paleocénico											
Cret.	Superior											
	Inferior											
Malm	Titoniano			?				?	?			
	Kimeridgiano			?				?	?			
	Oxfordiano			?				?	?			
Dogger	Caloviano							?	?			
	Batoniano											
	Bajociano											
	Aaleniano											
Lias	Toarciano											
	Pliensbaquiano											
	Sinemuriano											
	Hetangiano											

Fig.7.10 - Principais eventos ocorridos na região do anticlinal de Cabeça Gorda e do diapiro de Soure.

7.5 - Síntese

Embora ainda subsistam algumas dúvidas na interpretação das estruturas, as evidências atrás referidas, permitem a elaboração de um modelo para a formação do Anticlinal de Cabeça Gorda.

Este modelo foi baseado na observação e análise de evidências locais e regionais, não pretendendo referir-se a outros locais da bacia Lusitaniana.

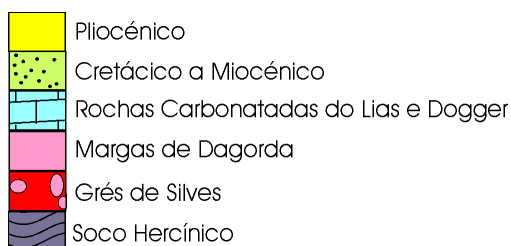


Fig.7.11 - Legenda das figuras 7.12 a 7.19.

a-) Desde o Triásico até ao Jurássico médio (pós Calcários de Ançã) (fig. 7.12), ocorre sedimentação com formação das mesmas litologias existentes neste sector da bacia Lusitaniana, demonstrando uma aparente homogeneidade regional de comportamento tectónico.

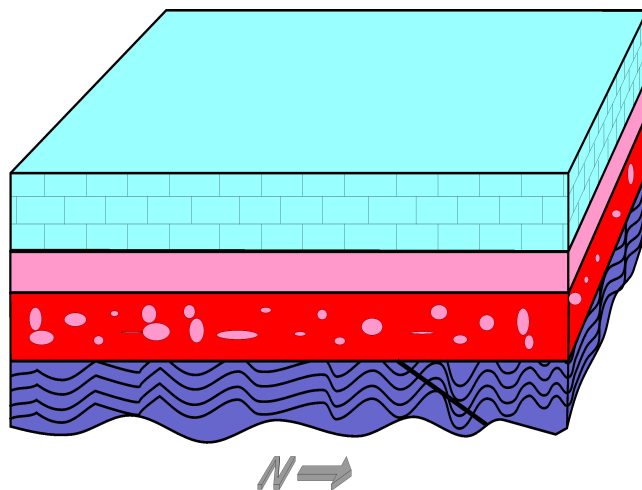


Fig.7.12 - Blocodiagrama representando a região onde se desenvolverá o anticlinal de Cabeça Gorda. Jurássico médio (pós Calcários de Ançã).

b-) No final do Jurássico médio ou no Jurássico superior (ante Arenitos do Carrascal) (fig. 7.13) ocorre um evento tectónico regional que suprime a deposição de litologias desta idade. Localmente esta inversão é acompanhada pela formação de uma almofada de sal (Fase 1), provavelmente estimulada por um campo com tensor principal com orientação NE-SW, aplicado sobre uma falha do soco com direção E-W.

Não se exclui a hipótese da formação das dobras menores do flanco norte pertencer a esta fase (fig. 7.14). A idade provável deste evento é caloviana.

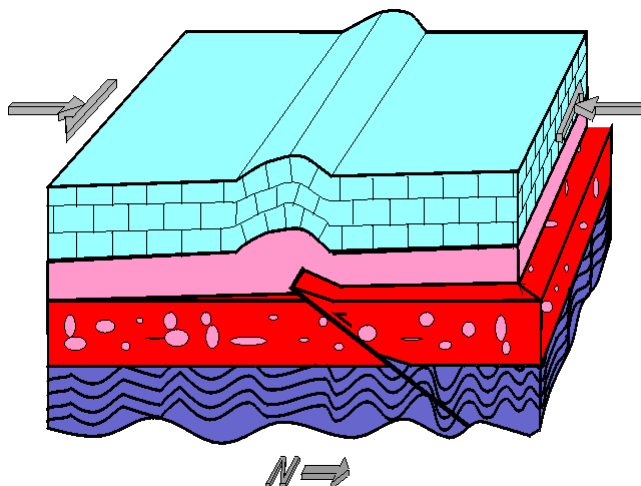


Fig.7.13 - Blocodiagrama representando a região onde se desenvolverá o anticlinal de Cabeça Gorda no final. Final do Jurássico médio - Jurássico superior (ante Arenitos do Carrascal).

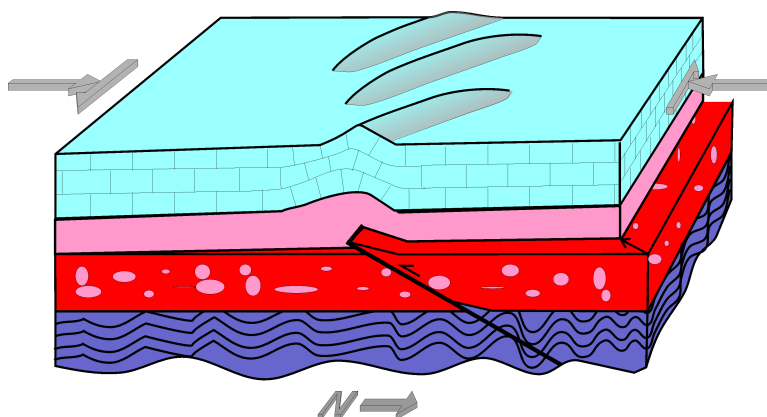


Fig.7.14 - Blocodiagrama representando a região onde se desenvolverá o anticlinal de Cabeça Gorda Final do Jurássico médio - Jurássico superior (ante Arenitos do Carrascal).

c-) Antes do final do Jurássico (fig. 7.15), a região é afectada por um episódio erosivo que forma a discordância pré-cretácica.

d-) Durante o Cretácico (fig. 7.16), os sedimentos foram depositados em bacias uniformes originadas por uma subsidência térmica da litosfera (Rasmussen et al, 1998).

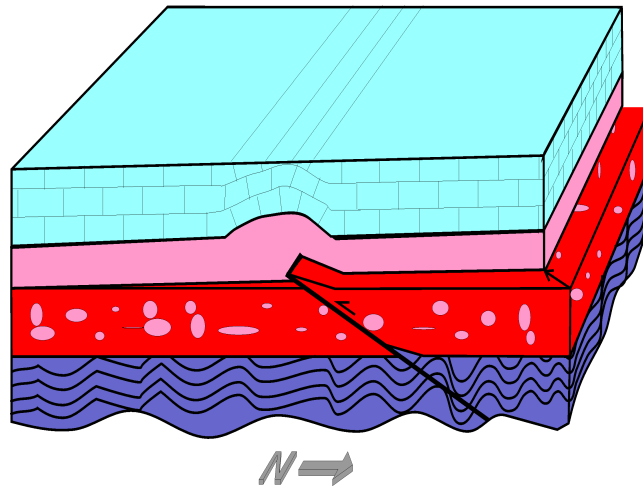


Fig.7.15 - Blocodiagrama representando a discordância ante Arenitos do Carrascal, no local onde se desenvolverá o anticlinal de Cabeça Gorda.

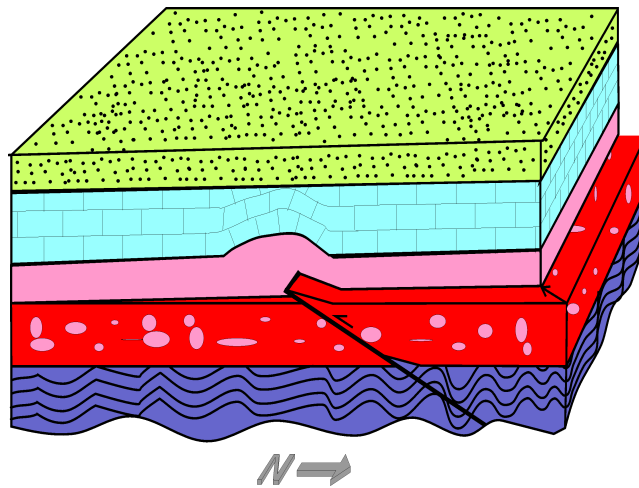


Fig.7.16 - Blocodiagrama representando a região onde se desenvolverá o anticlinal de Cabeça Gorda. Miocénico (pós Formação Bom Sucesso).

e-) No final do Miocénico (pós Formação Bom Sucesso) (fig. 7.17), ocorreu o principal evento tectónico local (Fase 2), com a reactivação da falha do soco sob o mesmo campo de tensões do episódio anterior com compressão máxima NE-SW a NNE-SSW, originando assim o sistema cavalgante de Alencarce e o anticlinal de Cabeça Gorda.

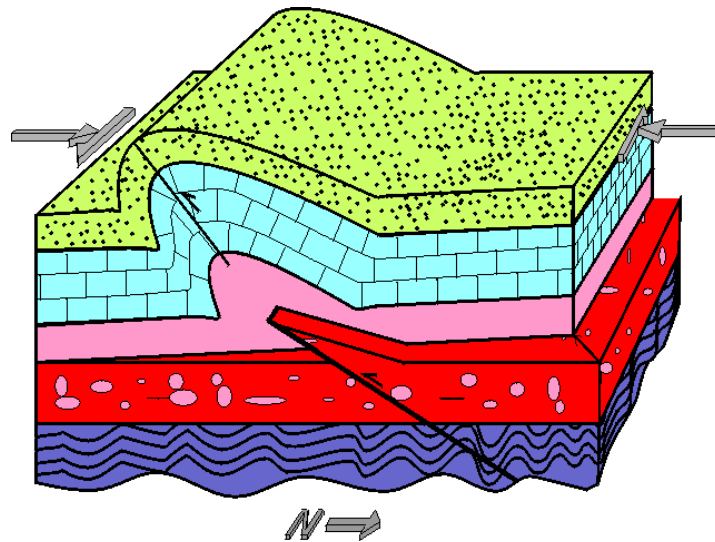


Fig.7.17 - Blocodiagrama representando o anticlinal de Cabeça Gorda no Miocénico (pós Formação Bom Sucesso).

f-) As areias Pliocénicas "selam" o anticlinal de Cabeça Gorda (fig. 7.18) e o diapiro de Soure.

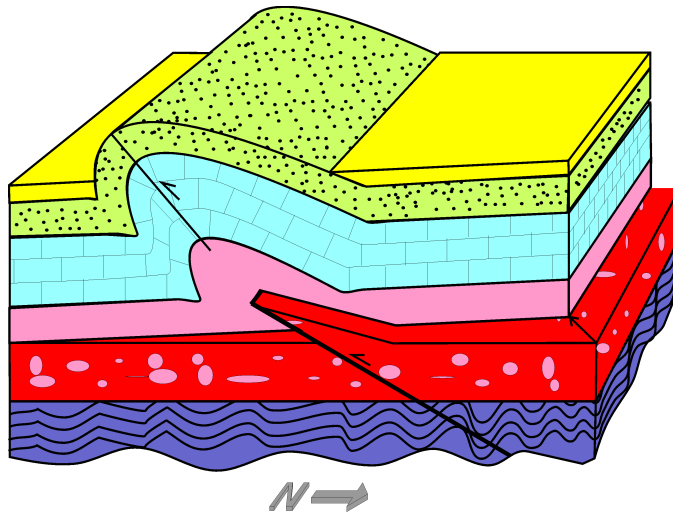


Fig.7.18 - Blocodiagrama representando o anticlinal de Cabeça Gorda após o Pliocénico.

g-) Após um último episódio erosivo de idade incerta, o anticlinal de Cabeça Gorda adquiriu o aspecto actual (fig. 7.19).

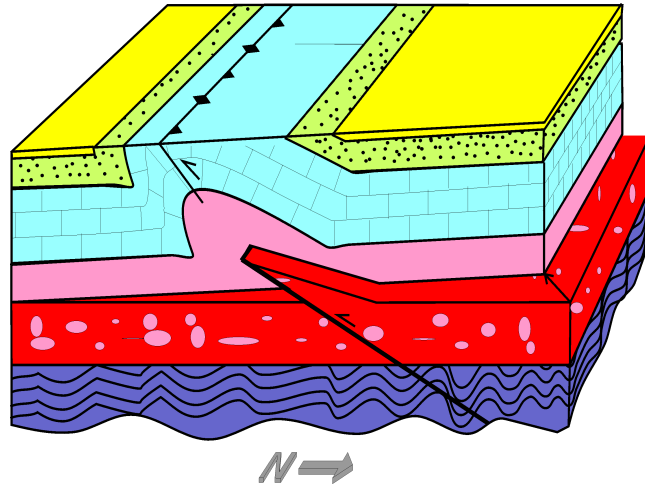


Fig.7.19 - Blocodiagrama representando a situação actual do anticlinal de Cabeça Gorda.

7.6 - Modelo Regional

A transpressão esquerda no anticlinal de Cabeça Gorda implica um campo de tensões com componente compressiva máxima com direcção entre NNE-SSW e NE-SW. Tal direcção parece à primeira vista discordante com a direcção de compressão máxima Bética (Miocénica) NNW-SSE, descrita para a bacia Lusitaniana.

Segundo a análise realizada por Price em Price & Cosgrove (1990), a movimentação de uma falha de desligamento principal por si só roda o campo de tensões local ao adicionar ao campo regional o valor do *pulse stress*, ou seja o stress causado pelo movimento da falha (fig. 7.20).

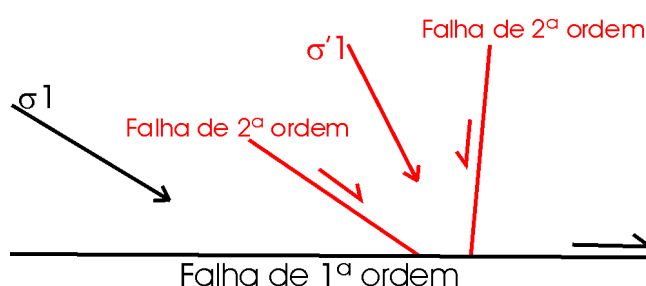


Fig.7.20 - Componente compressiva máxima $\sigma'1$, rodada pela adição do *pulse stress* de uma falha com desligamento direito à componente compressiva regional $\sigma1$ e formação de duas falhas de segunda ordem. (adapt. Price & Cosgrove, 1990)

Comparando o modelo de Price com a situação existente, verifica-se que a falha de Alencarce (ou falha de Soure), pode ser considerada como uma falha secundária com componente de desligamento esquerdo em relação à falha de primeira ordem de Arunca (fig. 7.21).

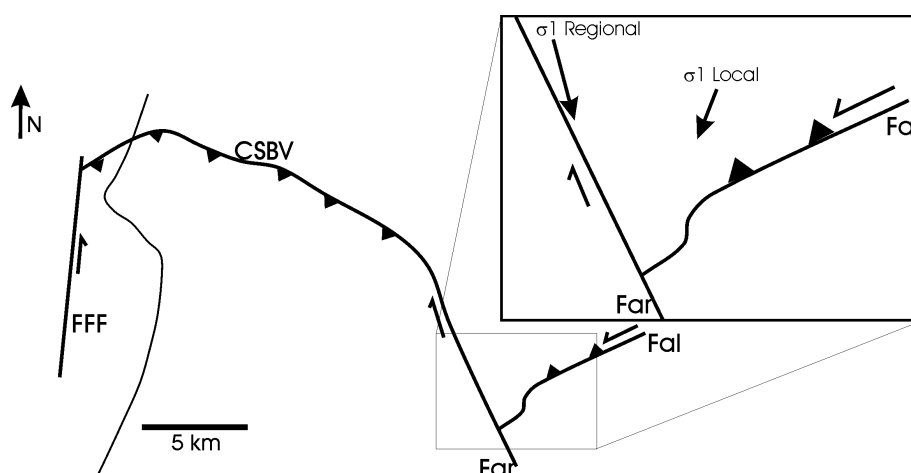


Fig.7.21 - FFF - falha da Figueira da Foz; CSBV - cavalcamento da Serra da Boa Viagem; Far - falha de Arunca; Fal - falha de Alencarce (adapt. Tectonics Team, 1996)

8 - Modelação

As evidências discutidas nos capítulos anteriores sugerem a existência de uma componente esquerda de movimento para a falha de Alencarce. Visto esta ser herdada de episódios variscos (Tectonics Team, 1996), é necessário um campo de tensões capaz de reativá-la com esta movimentação. Em primeira análise, o campo de tensões necessário para esta reactivação é discordante com o campo Bético descrito na região, mas conforme o modelo proposto por Price em Price & Cosgrove (1990), o campo de tensões local pode ser alterado devido à influência da tensão causada pelo movimento de uma falha pré-existente (neste caso a falha de Arunca). Ribeiro (2002) também refere a deflexão do campo de tensões ao redor de falhas de primeira ordem (fig. 8.1).

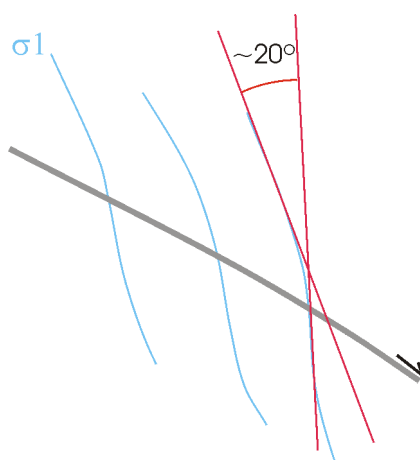


Fig. 8.1 - Deflexão local do campo de tensões ao redor de um desligamento direito (*adapt.* Ribeiro, 2002).

Pretende-se a seguir analisar qual o ângulo de rotação mínimo necessário para que a compressão Bética (NNW-SSE) reactive a falha de Alencarce com componente de movimentação esquerda.

Para tal, utiliza-se duas abordagens: uma análise teórica dos mecanismos de fracturação e a modelação com material analógico.

8.1 - Modelo Teórico

Segundo Byerlee (*in* Twiss & Moores, 1992), as fracturas pré-existentis susceptíveis de serem reactivadas possuem um ângulo máximo e mínimo com a componente compressiva máxima, definido pela intersecção da envolvente de escorregamento friccional (Envolvente de Byerlee) com a circunferência de Mohr para um determinado campo de tensões (fig. 8.2).

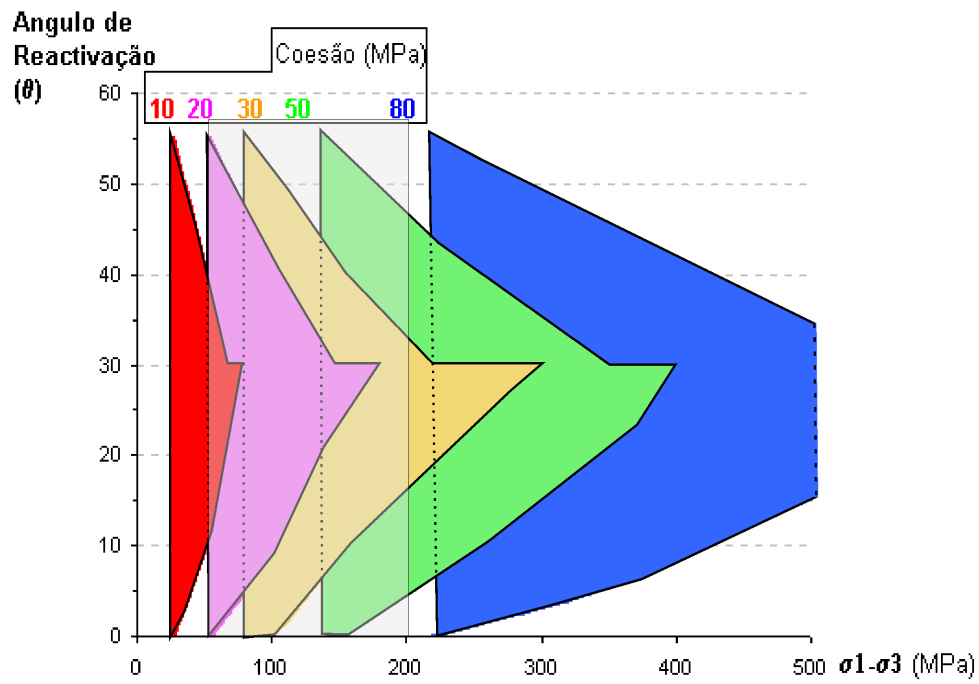


Fig. 8.3 - Diagrama representando os ângulos de reactivação para várias coesões e tensões diferenciais em rochas com ângulo de atrito interno de 30° . A sombreado é representada a gama usual de tensões diferenciais segundo Park (1988).

8.2 - Prensa Transpressiva/Transtractiva

Na execução do modelo analógico, utilizou-se uma prensa transpressiva/transtractiva que consta de duas partes: uma fixa que proporciona as tensões adequadas e dirigidas e outra móvel que recebe as tensões e as aplica ao material a ser deformado.

Parte fixa (figs.8.4 e 8.5):

Consta de uma mesa com rodas onde está fixo um motor eléctrico controlado por um selector de velocidades, acoplado a dois redutores de vinte vezes cada.

Através de um sistema de veios, chumaceiras e uniões, a rotação é transmitida a dois redutores (20/1) fixos na parte superior da mesa.

Os redutores superiores estão fixos a uma plataforma rotativa que permite controlar desta maneira o ângulo relativo dos dois fusos que estão conectados ao centro destes. Deste modo é possível a aplicação de tensões desde cisalhantes puras a cisalhantes simples, com toda a gama de transpressões/transtracções intermédias.



Fig. 8.4 - Parte inferior da prensa.

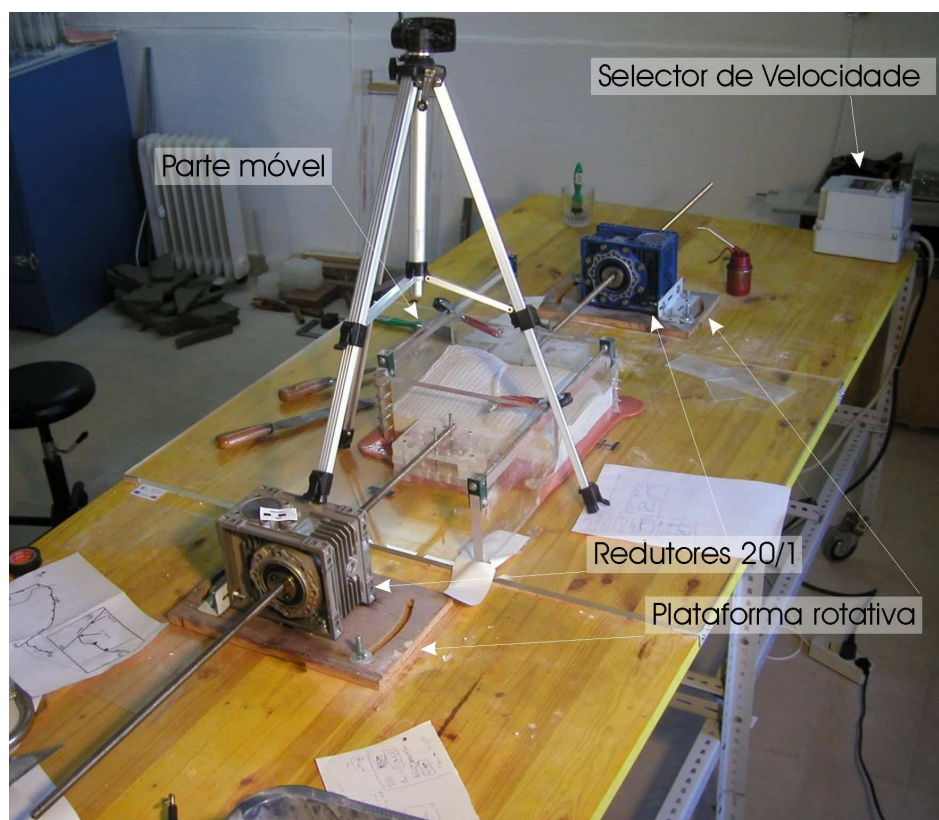


Fig. 8.5 - Parte superior da prensa, preparada para cisalhamento puro com escape vertical.

Parte móvel (prensa s.s.) (fig. 8.6)

A parte móvel da prensa é construída de forma independente da parte fixa, de acordo com as peculiaridades de cada modelo. Para este modelo, construiu-se uma prensa em acrílico, com duas paredes móveis e uma área inicial de 31x31 cm.

Apesar desta prensa permitir uma análise em transpressão, todas as experiências realizadas ocorreram em cisalhamento puro com escape vertical, ou seja, com compressão perpendicular às paredes da prensa.

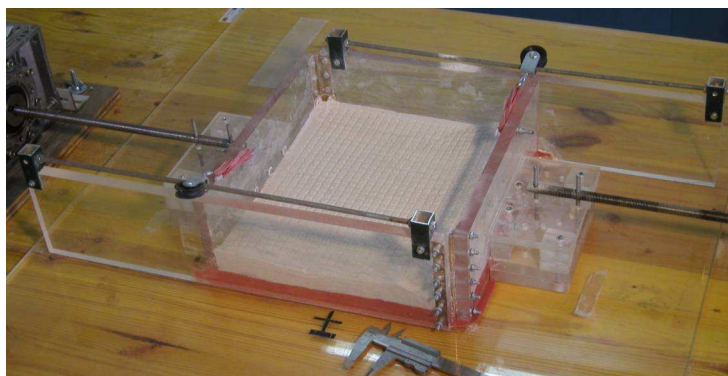


Fig. 8.6 - Parte móvel da prensa (prensa s.s.)

Ao analisar a velocidade de movimentação das paredes da prensa, com relação a numeração seleccionada no selector de velocidades, observou-se uma distribuição muito próxima da logarítmica (fig. 8.7), com $\text{Velocidade}^{-1} (\text{min/cm}) = 1431 \times \text{valor do selector}^{-0.93}$.

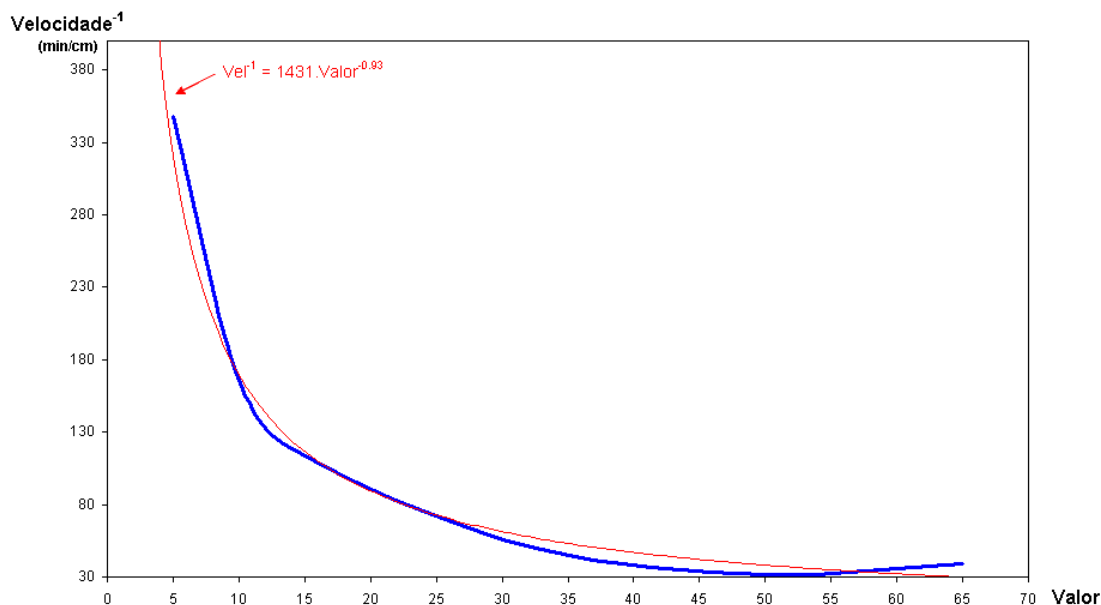


Fig. 8.7 - Relação entre o inverso da velocidade real de cada parede da prensa e o valor do selector de velocidades do motor.

8.2.1 - *Strain Rate* (Taxa de deformação)

Observa-se que devido à geometria do modelo e ao funcionamento da prensa, existe um aumento contínuo do *Strain Rate* devido à diminuição da área e à velocidade de aproximação das paredes constante ao longo do tempo (fig.8.8).

O *Strain Rate* inicial utilizado foi de $1,38 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e no final das experiências era de $1,60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, valores estes manifestamente altos quando comparados com o valor de 10^{-7} s^{-1} como é o usual em modelos analógicos (Twiss & Moores, 1992).

A tentativa de utilização de valores mais baixos de *Strain Rate*, revelou-se infrutífera, pois nestes casos, o silicone não propaga de maneira adequada as tensões, sendo estas concentradas na região próxima das paredes da prensa. Por outro lado, Twiss & Moores (1992) afirmam que uma redução de 5 a 10 ordens de grandeza em relação à situação real (10^{-12} s^{-1} a 10^{-18} s^{-1} segundo Ribeiro, 2002) é aceitável.

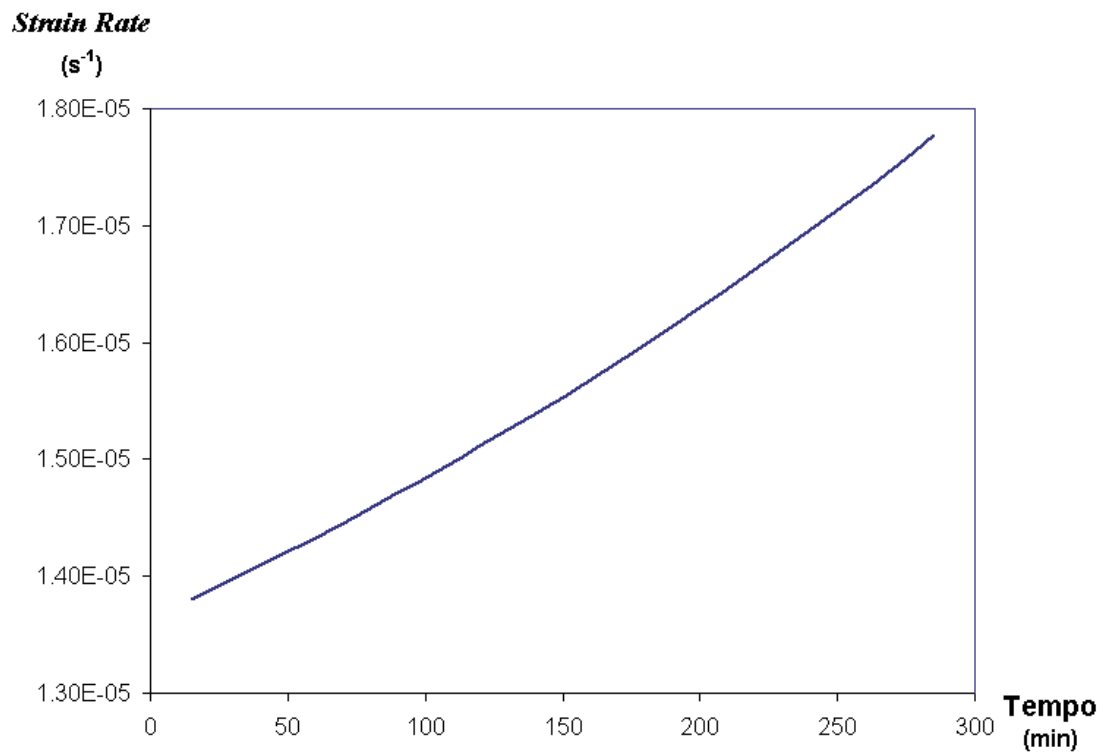


Fig. 8.8 - Evolução do *Strain Rate* ao longo de uma experiência com velocidade de aproximação de cada parede de 1,33 cm/hora.

8.3 - Modelo Analógico

Em todos os modelos, utilizou-se como "soco" silicone Silbione Gomme 70009 da Rhône-Poulenc com 2,5 cm de espessura e como "cobertura" areia entre 250 μm e 850 μm misturada com farinha, com densidade total de 2,5 g/cm³ e com a mesma espessura do silicone. Na indução das falhas, utilizou-se placas finas de acrílico e pedaços de folhas de acetato lubrificadas com detergente.

Realizaram-se cerca de duas dezenas de experiências, sendo a maioria destas efectuadas com o objectivo de compreender o comportamento dos materiais e estruturas de forma a produzir os modelos analógicos finais.

São descritos a seguir dois ensaios que resultaram em dados úteis para a compreensão das estruturas.

Exp. 20:

Nesta experiência, foi simulada uma compressão com um ângulo de 50° do σ_1 com a falha "E-W" do silicone (fig. 8.9).

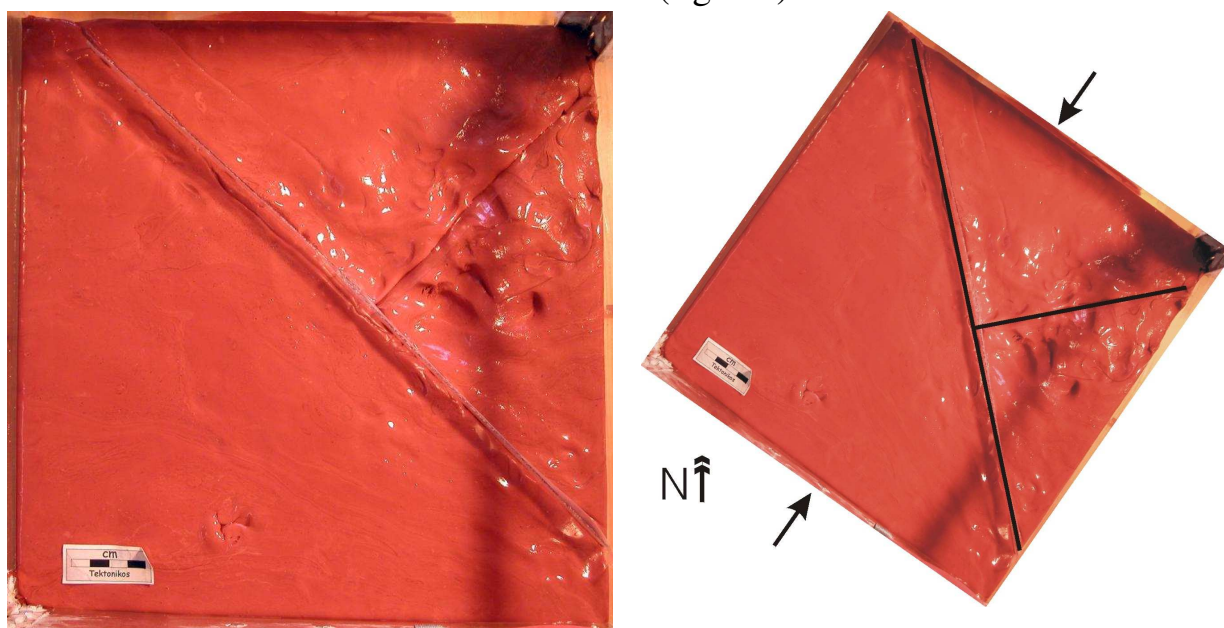


Fig. 8.9 - Disposição das fracturas no silicone da experiência 20, antes da colocação da mistura de areia com farinha.

Com um encurtamento de cerca de 6%, observa-se a formação de um desligamento direito precoce (falha de Arunca) e de uma falha semelhante, mas de menores dimensões a "oeste" (fig. 8.10).

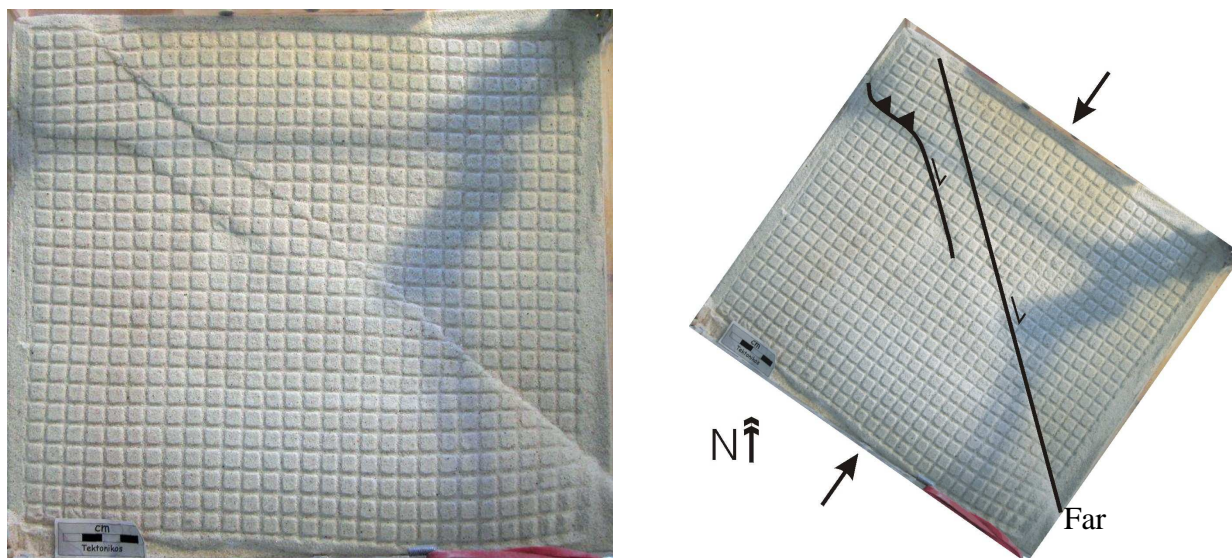


Fig. 8.10 - Situação da experiência 20 com um encurtamento de 6%. Far - falha de Arunca.

Aos 9% de encurtamento, forma-se um desligamento esquerdo em cima da discordância "E-W" do silicone ("falha de Alencarce") e é acentuado o rejeito direito da "falha de Arunca" (fig. 8.11).

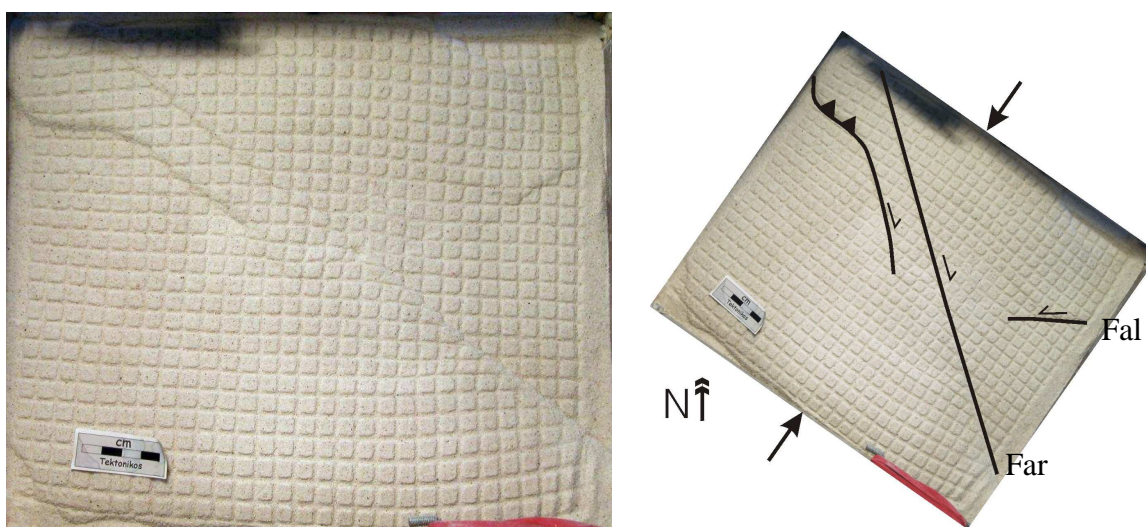


Fig. 8.11 - Situação da experiência 20 com 9% de encurtamento. Far - falha de Arunca; Fal - falha de Alencarce.

Com 13% de encurtamento total foi observado o desenvolvimento da falha com desligamento esquerdo (falha de Alencarce) de forma a que esta intersecta a falha direita principal. No local de intersecção, forma-se um anticlinal e o troço norte da falha direita é "abandonado" em detrimento de um cavalgamento vergente para "SW" (fig. 8.12).

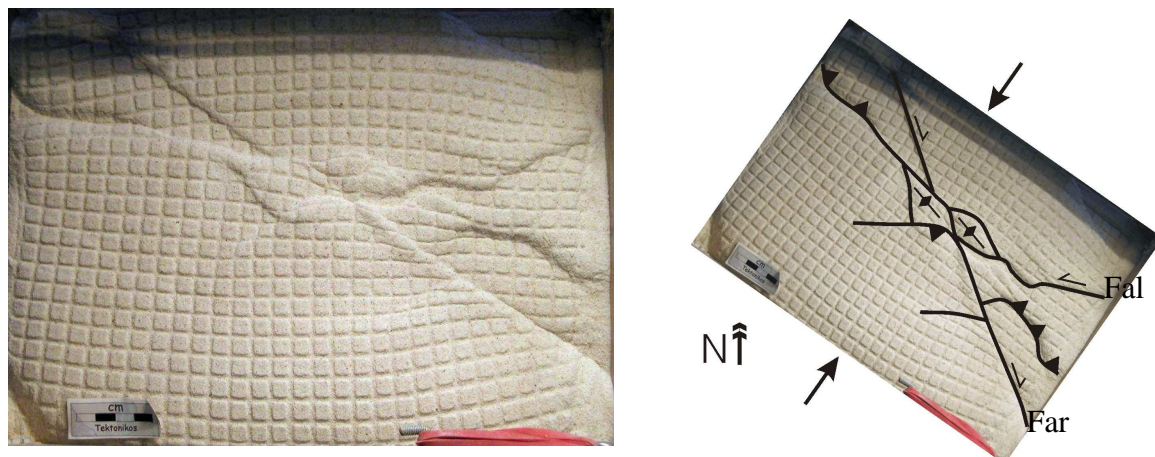


Fig. 8.12 - Situação final da experiência 20 com 13% de encurtamento. Far - falha de Arunca; Fal - falha de Alencarce.

Exp. 22:

Neste modelo, manteve-se as condições da experiência 20, alterando-se somente os ângulos relativos das estruturas do silicone. Neste caso, o σ_1 faz um ângulo de cerca de 65° com a falha "E-W" do silicone (fig. 8.13).

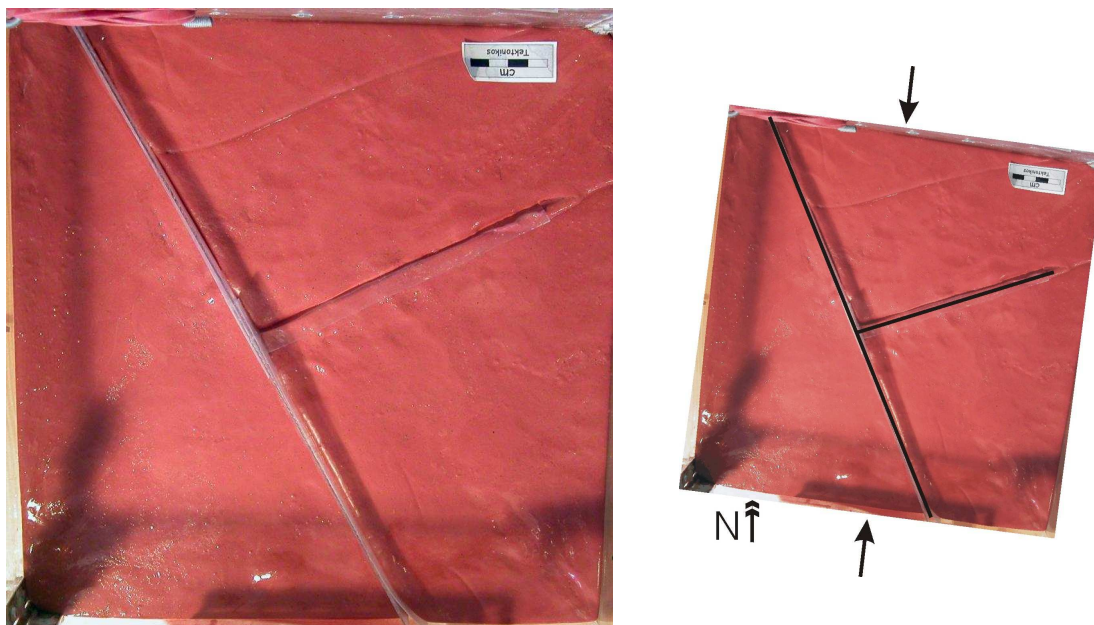


Fig. 8.13 - Disposição das fracturas no silicone da experiência 22, antes da colocação da mistura de areia com farinha.

Aos 5% de encurtamento, observa-se que a falha direita ("falha de Arunca"), é acompanhada de dois cavagamentos com vergência para "Norte", e a região acima da falha "E-W" do silicone, continua inafectada (fig. 8.14)

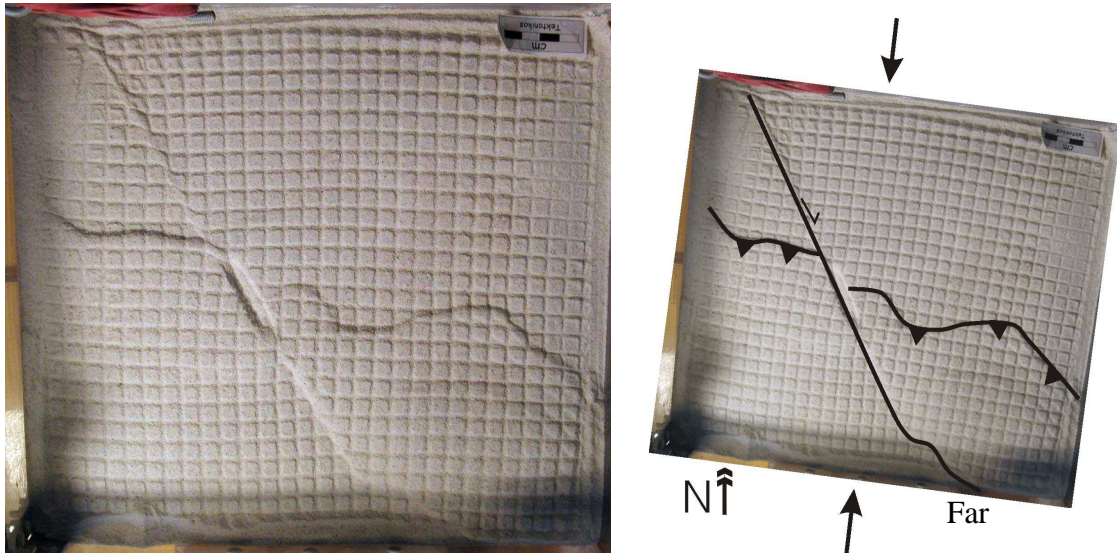


Fig. 8.14 - Situação da experiência 22 com 5% de encurtamento. Far - falha de Arunca.

Somente aos 14% de encurtamento observa-se algum acontecimento acima da falha "E-W" do silicone, e este é composto por um cavalgamento para "norte". O troço "norte" da falha de Arunca também é abandonado em detrimento de um cavalgamento vergente para "norte" e surge um desligamento direito à "oeste" destas estruturas (fig. 8.15).

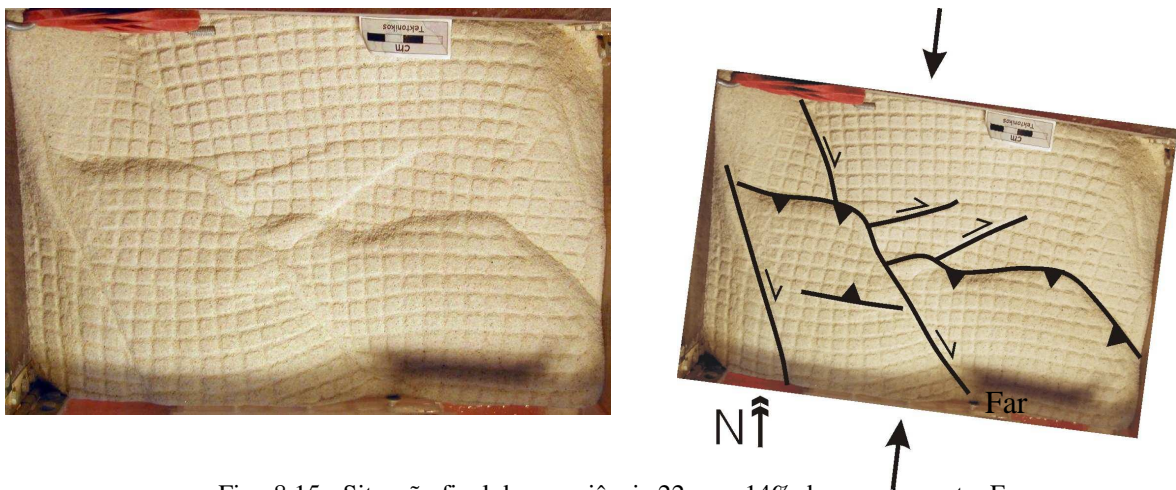


Fig. 8.15 - Situação final da experiência 22 com 14% de encurtamento. Far - falha de Arunca.

8.4 - Conclusão

Os resultados da modelação analógica vêm confirmar a análise teórica. Visto não haver reactivação de estruturas com um ângulo superior a 65° com σ_1 e sendo a reactivação possível para ângulos inferiores a 50° .

Desta forma conclui-se que ambas as análises confirmam que um ângulo da componente compressiva máxima do campo de tensões local de cerca de 55° com uma falha pré-existente permite a sua reactivação. Portanto uma rotação de apenas 30° no sentido horário do campo de tensões Bético (fig. 8.16) permite a reactivação da falha de Alencarce com componente de desligamento esquerda.

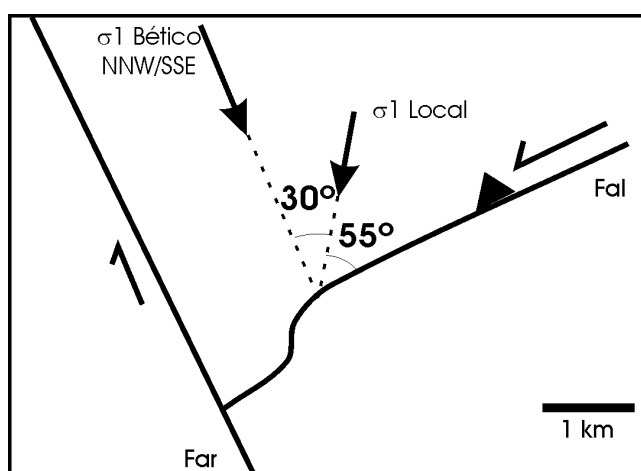


Fig. 8.16 - Representação da rotação prevista da componente máxima de compressão do campo de tensões Béticos. Fal - falha de Alencarce; Far - Falha de Arunca.

Deste modo o modelo que considera a falha de Alencarce como uma falha gerada com a rotação do campo de tensões Bético é perfeitamente viável.

Bibliografia

Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. & Monteiro, J.H. (2002) - "Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal)", *Marine and Petroleum Geol.*, Vol.19, i.6, pp. 727-754.

Barbosa, B.P., Soares, A.F., Rocha, A.F., Manuppella, G. & Henriques, M.H. (1988) - "Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 19-A - Cantanhede", *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

Cabral, J.M. (1993) - "Neotectónica de Portugal Continental", Tese de Dout., Dep. Geologia, Univ. Lisboa.

Choffat, P. (1883-7) - "Nouvelles données sur les vallées tephoniques et sur les éruptions d'ophite et de trachyte en Portugal", *Com. Com. Trab. Geol. de Portugal*, Tomo I, pp. 113-121, Lisboa.

Choffat, P. (1900) - "Recueil de Monographies Stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal. Deuxième Étude. Le Crétacique Supérieur au Nord du Tage.", *Dir. Serv. Geol. du Portugal*, Lisboa.

Costa, A.A.O.M. (1914) - "As Rochas Eruptivas de Portugal (Ensaio de análise micrográfica).", *Tip. da Coop. Mil.*, Lisboa.

Davis G.H. & Reynolds S.J. (1996) - "Structural Geology of Rocks and Regions.", John Wiley & Sons, New York.

Dias, R., Madureira, P., Silva, F. & Tapadas, C. (1999) - "Transecção no Anticlinal de Estremoz; Um Exemplo da Partição da Deformação em Regimes Transpressivos.", 5ª Conf. do GGET, Vila Real.

Dinis, J.M.L. (1999) - "Litostratigrafia e evolução dos sistemas deposicionais em depósitos continentais "pós-rift". Os "Grés Belasianos" (Cretácicos) a Este de Leiria (Portugal Central).", Tese Dout., Univ. Coimbra.

Duarte, L.V. (1990) - "Estudo sedimentológico das unidades calcáreas toarcianas na região de Rabaçal - Condeixa.", *Provas APPC*, Centro de Geosc. da Univ. Coimbra.

Duarte, L.V. (1991) - "Os Margo-calcários do Toarciano na região de Rabaçal - Condeixa: Caracterização sedimentológica e evolução sequencial.", *Mem. e Not.*, nº112, *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*.

Duarte, L.V. (1995) - "O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética.", Tese de Dout., Dep. Ciências da Terra, Univ. de Coimbra.

Duarte, L.V. (1997) - "Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal)", *Com. Inst. Geol. Min.*, t.83, pp.65-94.

Duarte, L.V., Krautter, M. & Soares, A.F. (2000) - "Faciès à spongiaires dans le Lias terminal du Bassin Lusitanien (Portugal) -

Contexte sédimentologique et paléogéographique.", *Strata*, Actes Lab. Géol. Séd. et Pal. De Univ. Paul-Sabatier, série 1, vol. 10, pp. 86-88, Toulouse.

Dunham, R.J. (1962) - "Classification of carbonate rocks according to depositional texture.", *Mem. Am Ass. Pet. Geol.* n°1, pp. 108-121.

Elmi S., Rocha, R.B., Mousterde, R. - "Sedimentation pelagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais.", *Ciências da Terra (UNL)*, n°9, pp. 69-90.

Ferreira, M.P. & Macedo, C.R. (1983) - "Igneous rocks in the diapiric areas of the western portuguese border: the K-Ar ages and settings of the upper Jurassic suite.", *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol, Univ. Coimbra*, pp. 159-181.

Folk, R.L. (1962) - "Spectral subdivision of limestone types.", *Mem. Am Ass. Pet. Geol.* n°1, pp. 62-84.

Gradstein, F.M. & Ogg, J. (1996) - "A Phanerozoic Time Scale", *Episodes*, Vol.19, n°182, pp.3-5.

Groupe Français d'étude du Jurassique (1997) - "Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles.", Cariou, E. & Hantzpergue, P. (coord.), *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Pro., Mém.* 17.

Guineberteau, B.; Bouchez, J.L. & Vignerresse, J.L. (1987) - "The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication." *Geol. Soc. Of Am. Bull.*, vol.99, pp.763-770.

Hedberg, H.D. (1976) ed. - "International Stratigraphic Guide", John Wiley and Sons.

Henriques, M.H. (1992) - "Biostratigrafia e Paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana)", Tese de Dout., Dep. Ciências da Terra, Univ. de Coimbra.

Hobbs B.E., Means, W.D., and Williams, P.F. (1976) - "An Outline of Structural Geology." John Wiley & Sons, New York.

Jackson, M. L. (1969) - "Soil Chemical Analysis. Advanced Course". 5ª edição. Dep. of Soil Sc. Univ. of Wisconsin, Madison, USA.

Kullberg, J.C.R. (2000) - "Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana", Tese de Dout. Univ. Nova de Lisboa.

Letouzey, J.B.; Colletta, B.; Vilally, R. & Chermette, J.C. (1995) - "Evolution of Salt-Related Structures in Compressional Settings", in Jackson, M.P.A.; Roberts, D.G. & Snelson, S., eds., "Salt Tectonics: a Global Perspective", *AAPG Mem.* 65, pp. 41-60.

Macpherson, D.J. (1883-1887)- "Estudo petrographico das ophites e teschenites de Portugal.", *Com. Com. Trab. Geol. de Portugal*, Tomo I, pp. 89-112, Lisboa.

Manuppella, G.; Rocha, R.B.; Soares, A.F. & al (1976) - "Carta Geológica de Portugal 19-C - Figueira da Foz.", escala 1:50000, Serviços Geológicos, Lisboa.

Mouterde, R., Rocha, R., Ruget, C., Tintant, H. (1979) - "Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du jurassique portugais.", Ciências da Terra, Vol. 5, pp. 29-52, Univ. Nova de Lisboa.

Mouterde, R., Ruget, C., Almeida, F.M. (1964) - "Coupe de Lias au Sud de Condeixa", Com. Serv. Geol. de Portugal, Tomo XLVIII, pp. 61-91.

Murphy, M.A. & Salvador, A. (1999) - "International Stratigraphic Guide - an abridged version", Episodes, vol. 22, n. 4, pp.255-271.

NACSN (1983) - "North American Stratigraphic Code.", AAPG Bul. V.67, N.5, pp. 841-875.

Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Ramalho, M.; Antunes, M.T.; Monteiro, J.H. & al (1992) - "Carta Geológica de Portugal - Folha Norte", escala 1:500000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Park, R.G. (1988) - "Geological Structures and Moving Plates", *Blackie Academic & Professional*, 337p..

Price, N.J. & Cosgrove, J.W. (1990) - "Analysis of Geological Structures.", *Cambridge University Press*, Cambridge, 502 p..

Ramsay, J.G. (1967) - "Folding and fracturing of rocks." *McGraw-Hill Book Company*, London.

Ramsay J.G. & Huber, M.I. (1983) - "The techniques of modern structural geology. Vol.1.Strain analysis", *Academic Press, Inc.*, London., 307 p..

Ramsay J.G. & Huber, M.I. (1987) - "The techniques of modern structural geology. Vol.2. Folds and Fractures.", *Academic Press, Inc.*, London, 391 p..

Rasmussen, E.S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbæk O.V. (1998) - "Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal." *Tectonophysics*, v.300 (1-4), pp. 199-225.

Reis, R.P.B.P. (1983) - "A Sedimentologia de Depósitos Continentais. Dois Exemplos de Cretácico Superior - Miocénico de Portugal.", Mus. Lab. Min. e geol. Univ. Coimbra.

Ribeiro, A. (2002) - "Soft Plate and Impact Tectonics", *Springer*, 324p..

Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Cabral, J., Madeira, J., Brum, A.P. & Moniz, C. (1988) - "Alpine geodynamics of the West-Iberia margin.", *Proceedings of the 5th Workshop on the EGT Project: The Iberian Peninsula*, anda, E. & Mendes-Victor, L.A. (Eds), Strasbourg, pp. 91-98.

Richard, P. & Cobbold, P. (1990) - "Experimental insights into partitioning of fault motions i continental convergent wrench zones.", *Annales Tectonicae*, special issue, vol. IV, n.2, pp.35-44.

Ricken, W. & Eder, W. (1991) - "Diagenetic Modification of Calcareous Beds - an Overview." in Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A., Eds. *Cycles and Events in Stratigraphy*, pp.430-449, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Riedel, W. (1929) - "Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen", *Zentralblatt für Min., Geol. und Pal.*, Abhandlung B., pp.354-368.

Rocha, R., Manuppella, G., Mouterde, R., Ruget, C., Zbyszewski, G. (1981) - "Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 19-C - Figueira da Foz", Serv. Geol. de Portugal, Lisboa.

Romariz, C. (1960) - "Estudo geológico e petrográfico da área tifónica de Soure", Com. Serv. Geol. de Portugal, Tomo XLIV, Lisboa.

Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. (1984) - "Transpression", *J. Struc. Geol.*, Vol.6, N.5, pp. 449-458.

Soares, A.F., Marques, J.F., Rocha, R.B. (1985) - "Contribuição para o Conhecimento Geológico de Coimbra", *Memórias e Notícias*, nº 100, pp 41-71, Museu e Lab. Mineral. e Geol. da Univ. de Coimbra.

Tan, B.K. (1973) - "Determination of strain ellipses from deformed ammonoids". *Tectonophysics*, 16 (1/2), pp. 89-101.

Tectonics Team (1996) - "Tectonics of the Lusitanian Basin", Projecto MILUPOBAS.

Teixeira, C. (1948) - "Les Dépôts Modernes du Litoral Portugais au Nord de Leiria", *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Vol. VII, Fasc. I e II, Porto

Terrinha, P., Ribeiro, A., Silva, J.B., Dias, R., Fonseca, Pl, Kullberg, J.C. & Moita, C. (1995) - "Tectonic Evolution of the Lusitanian Basin: Variscan Heritage and Early Inversion.", *EUG 8 - European Union of Geosciences*, Strasbourg.

Tonicher, P.M.C.(1992) - "Estudo paleoecológico dos Calcários de Trouxemil (Cenomaniano-Turoniano) na região entre a Mealhada e Condeixa-a-nova (Portugal Central).", Tese de Dout., Univ. Coimbra.

Trzesniowski, B. (1958a) - "A Estrutura Sul do Mondego.", Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.

Trzesniowski, B. (1958b) - "The Mondego Structure.", Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.

Trzesniowski, B. (1959) - "Monte Real Basin. Geological Evaluation of Seismic Results.", Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.

Twiss, R.J. & Moores, E.M. (1992) - "Structural Geology", Freeman and Company.

Westerhausen, H. (1957) - "Relatório das Investigações Sísmicas por Reflexão e Gravimétricas Realizadas na Bacia de Monte Real.", Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.

White, K.D. (1950) - "Relatório Suplementar sobre a Estrutura do Mondego.", Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.

Wilson, R.C.L. (1988) - "Mesozoic Development of the Lusitanian Basin, Portugal", Rev. Soc. Geol. España, 1, (3-4), pp 393-406.

Wilson, R.C.L., Hiscott, R.N., Willis, M.G. & Gradstein, F.M. (1989) - "The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History.", AAPG Mem, 46, pp. 341-361.

Woodcock, N.H. & Fischer, M. (1986) - "Strike-slip duplexes.", *Journ. of Struc. Geol.*, vol.8, n.7, pp.725-735.

Anexo 1

**Deformação Finita em Amonóides do Jurássico de Cabeça Gorda (Soure);
Implicação para a Estimação da Compactação Diagenética.**

(Artigo aceite para publicação nas Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro)

DEFORMAÇÃO FINITA EM AMONÓIDES DO JURÁSSICO DE CABEÇA GORDA (SOURE); IMPLICAÇÃO PARA A ESTIMAÇÃO DA COMPACTAÇÃO DIAGENÉTICA.

FINITE STRAIN ANALYSIS USING JURASSIC AMMONOIDS IN CABEÇA GORDA (SOURE); DIAGENETIC COMPACTION IMPLICATIONS

R.C. Rocha* & R. Dias**

Palavras-chave: Deformação finita; Amonóides; Jurássico; Soure; Compactação diagenética.

Resumo: O anticlinal de Cabeça Gorda é uma estrutura Alpina com uma orientação aproximada E-W e que pode ser considerada como a continuação para leste do diapiro de Soure. As formações Jurássicas existentes no núcleo desta dobra apresentam frequentemente fósseis de amonóides que, na maior parte dos casos, se encontram achatados no plano de estratificação. Todos estes fósseis apresentam formas não distorcidas, o que pode ser confirmado pela aplicação de métodos de quantificação da deformação apropriados (métodos de *Blake* e de *Tan*). O estudo de um amonóide cujo plano de simetria se apresentava oblíquo em relação ao plano de estratificação revelou que se tratava de uma forma distorcida com uma relação axial da elipse de deformação finita de 1,32 e com o eixo maior subparalelo ao plano de estratificação.

Das relações anteriores é possível concluir que a deformação Alpina que gerou a estrutura anticlinal da Cabeça Gorda originou essencialmente rotações de blocos rígidos entre planos de falhas, nos quais a deformação interna foi induzida apenas pela compactação diagenética dos sedimentos. A aplicação de modelos teóricos extremos sobre a forma como a compactação diagenética poderá ter sido obtida, permitiu inferir valores da compactação da ordem dos 30 %.

Key-words: Finite strain; Ammonoids; Jurassic; Soure; Diagenetic compaction.

Abstract: The Cabeça Gorda anticline is an E-W Alpine structure that can be considered the eastern continuation of the Soure diapir. In the Jurassic layers in the core of this macrofold are frequently found ammonoids that, in most cases, have their symmetry planes parallel to the bedding plane. All these forms are not distorted which can be confirmed using the Blake and Tan methodologies. The study of an ammonoid oblique to the bedding plane shows a distorted form with an axial ratio of the finite strain ellipse of 1,32; the major axis of the strain ellipse is subparallel to the bedding plane.

The previous relations show that the Alpine deformation in the Cabeça Gorda region was induced mostly by the rigid block rotation between faults; the internal deformation of the blocks was only due to the diagenetic compaction. The development of theoretical models concerning the changes in the sediments due to diagenesis, allows the estimation of compaction in the range of 30 %.

* Estudante de Mestrado da Universidade de Évora

** Departamento de Geociências, LIRIO e Centro de Geofísica, Universidade de Évora, 7000 Évora

INTRODUÇÃO

A análise geométrica detalhada das estruturas existentes numa região, embora constitua um elemento base para a compreensão da sua evolução, é insuficiente quando se pretende perceber os mecanismos de deformação actuates (RAMSAY, 1967). Com efeito, estruturas idênticas podem ter sido geradas por geometrias de deformação diferentes. Um dos processos mais utilizados para colmatar a insuficiência dos dados geométricos, é o recurso à quantificação da deformação (RAMSAY, 1967; HOBBS, MEANS & WILLIAMS, 1976; RAMSAY & HUBER, 1983). Com efeito, o estabelecimento de trajectórias de deformação ao longo de uma estrutura permite geralmente a distinção entre processos genéticos distintos.

Na estimação da deformação sofrida pelos materiais recorre-se frequentemente a métodos que utilizam como marcadores da deformação objectos de formas conhecidas (e.g. Mohr da deformação em fósseis ou Rf/ϕ em oólitos) ou métodos que estudam a variação espacial de populações de objectos (e.g., Fry aplicado aos centros de grãos de quartzo num quartzito).

Neste trabalho, a quantificação da deformação em amonóides permite perceber melhor a forma como a deformação alpina afectou os materiais Jurássicos durante a génese da estrutura anticlinal da Cabeça Gorda. Por outro lado, a interpretação dos resultados permite ter uma ideia da gama de valores da compactação diagenética sofrida pelas margas calcárias onde foram encontrados os exemplares estudados.

I. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O anticlinal de Cabeça Gorda, situa-se na freguesia de Soure, a sudoeste de Coimbra (fig.1A), e está associado ao diapiro de Soure (fig.1B), podendo ser interpretado como o prolongamento para leste desta estrutura (Rocha R.C., em prep.). A estrutura principal da região é um anticlinal, de eixo subhorizontal, vergente para sul, com um flanco norte inclinando cerca de 40° para norte e um flanco sul verticalizado. O flanco curto apresenta-se cortado por acidentes cavalgantes cuja cinemática é complexa, resultado de rejogos induzidos por diferentes impulsos alpinos; a cartografia de detalhe realizada permitiu evidenciar no flanco longo um acidente inverso cavalgante para norte, o qual é interpretado como um retrocavalgamento (fig. 1C). Um conjunto de falhas subverticais com direcção N-S distribui-se regularmente ao longo do flanco longo da estrutura anticlinal.

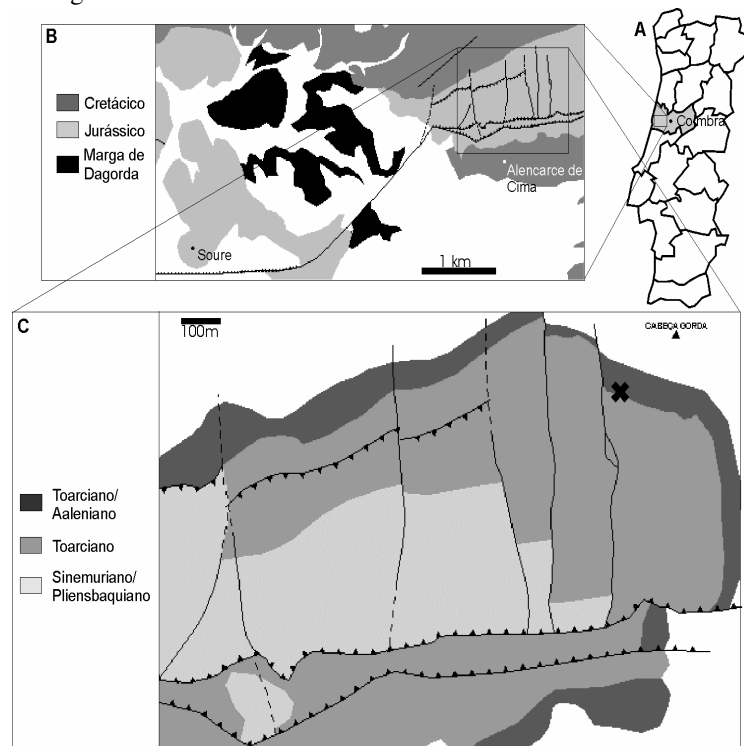


Fig. 1 – Enquadramento geológico da região estudada.

A- localização geográfica.

B- Relação espacial entre a estrutura diapírica de Soure e o anticlinal da Cabeça Gorda (adaptado de MANUPPELLA & al, 1976).

C- Cartografia geológica simplificada do anticlinal da Cabeça Gorda com indicação do local de colheita dos amonóides estudados

– Geological setting of the studied region.

A- geographical localization.

B- Spatial relation between the Soure diapir and the Cabeça Gorda anticline (adapt. from MANUPPELLA & al, 1976).

C- Simplified geological map of the Cabeça Gorda anticline; the studied ammonoids localization is shown.

As amonites analisadas, às quais foram atribuídas as referências, CG104-1 (*Asthenoceras* sp.) (fig.2) e CG100-1 (*Vacekia* sp.) (fig.3), foram colhidas na base do perfil de Cabeça Gorda, nas coordenadas 4436950N, 537140E - (UTM, Fuso 29, datum Eur.1950). O primeiro exemplar encontrava-se na base da unidade dos Calcários Margosos de Póvoa da Lomba e o segundo no topo da unidade das Margas Cinzentas com Braquiópodes (DUARTE, 1995). Ambos pertencem, provavelmente à Biozona Meneghini (Toarciano Superior).

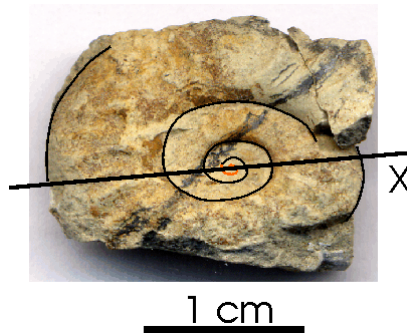


Fig. 2 – Amonóide CG104-1 (*Asthenoceras* sp.) com a direcção de referência "X" utilizada no método de Tan.

– Ammonoid CG104-1 (*Asthenoceras* sp.) with the reference line "X" used in the method of Tan.

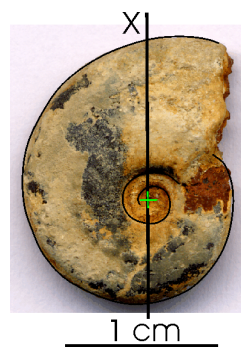


Fig. 3 -Amonóide CG100-1 (*Vacekia* sp.) com a direcção de referência "X" utilizada no método de Tan.

- Ammonoid CG100-1 (*Vacekia* sp.) with the reference line "X" used in the methodology of Tan.

A camada que continha o exemplar CG104-1 tem uma atitude 150°;25°NE e a amonite encontrava-se num plano oblíquo ($S_{amonite}$) com atitude 045°;50°SE. Já o exemplar CG100-1, encontrava-se paralelo ao plano de estratificação com atitude 150°;25°NE.

Os exemplares foram seleccionados para este estudo devido a:

- amonóide CG104-1 – trata-se do único exemplar encontrado *in situ* que se encontrava distorcido;
- amonóide CG101-1 – trata-se de um exemplar que pode ser considerado representativo da maioria dos amonóides que se encontram na região, que se caracterizam por apresentar formas não distorcidas.

II. METODOLOGIA

Após a recolha dos exemplares, devidamente orientados e identificados, aplicou-se o método de Blake (RAMSAY & HUBER, 1983) e de Tan (TAN, 1973) tendo em vista a quantificação da distorção de cada exemplar. Devido às circunstâncias peculiares da situação presente, a aplicação de um método geométrico permitiu estimar valores prováveis para a taxa de compactação diagenética.

Tendo em vista minimizar os erros cometidos nas medições, os fósseis foram digitalizados directamente num “scanner” e as distancias e ângulos necessários à aplicação dos métodos foram medidas directamente num programa de tratamento de imagens vectoriais.

II.1. DESCRIÇÃO E APLICAÇÃO DO MÉTODO DE BLAKE (RAMSAY & HUBER, 1983)

Desenvolvido por Blake em 1878, este método é de aplicação rápida e prática, quando se possui um exemplar bem preservado. Como principais desvantagens inerentes à sua aplicação é de destacar a necessidade da existência de pelo menos 360° de espiral preservada e a pouca precisão na determinação da atitude dos eixos da elipse de deformação.

A aplicação deste método implica a utilização das seguintes fórmulas (fig.4):

$$(R \vee R^{-1}) = \frac{(O'B' \times O'D')^{1/2}}{O'C'} \quad (\text{eq.1})$$

$$\cot \alpha = \pi^{-1} \log_e (O'C' / O'A') \quad (\text{eq.2})$$

Onde **R** é a relação axial da elipse de deformação: $R = (\lambda_1 / \lambda_2)^{1/2}$

e α é o ângulo de enrolamento da amonite antes de ser deformada (fig.4A)

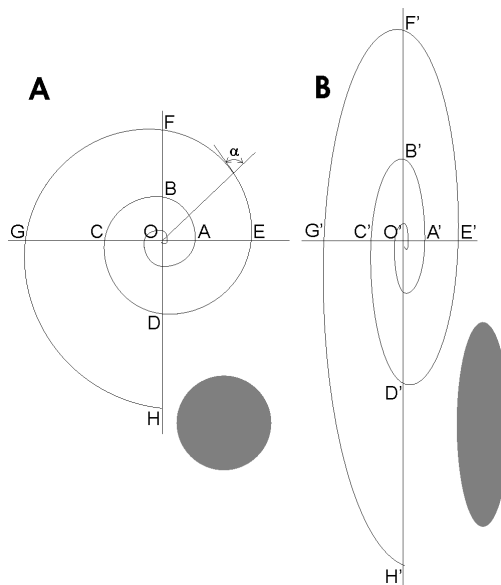


Fig. 4 – Representação da geometria das espirais não deformada (A) e deformada (B). (*adapt.* RAMSAY & HUBER, 1983).

– Geometry of the spirals in the undeformed (A) and deformed (B) states. (*adapt.* RAMSAY & HUBER, 1983).

Amostra CG104-1

Ao aplicar a fórmula para o cálculo da relação axial (eq.1), obteve-se o seguinte resultado;

$$\begin{aligned} R_{(O'B', O'C', O'D')} &= 1,22 \\ R_{(O'A', O'B', O'C')}^{-1} &= 0,73 \rightarrow R = 1,37 \\ R_{(\text{médio})} &= \mathbf{1,30} \end{aligned}$$

quanto ao ângulo da espiral (eq. 2), foram realizadas duas medições e calculada uma média aritmética:

$$\begin{aligned}\alpha_{(O'C'/O'A')} &= 78,8^\circ \\ \alpha_{(O'D'/O'B')} &= 83,0^\circ \\ \alpha_{(\text{médio})} &= \mathbf{80,9^\circ}\end{aligned}$$

Amostra CG100-1

Ao aplicar-se a equação 1, obteve-se:

$$\begin{aligned}R^{-1}_{(O'B', O'C', O'D')} &= 0,95 \rightarrow R = 1,05 \\ R_{(O'A', O'B', O'C')} &= 1,05 \\ R^{-1}_{(O'F', O'G', O'H')} &= 0,98 \rightarrow R = 1,02 \\ R_{(O'E', O'F', O'G')} &= 1,01 \\ R_{(\text{médio})} &= \mathbf{1,03}\end{aligned}$$

para o ângulo da espiral (eq. 2), resulta:

$$\begin{aligned}\alpha_{(O'C'/O'A')} &= 82,2^\circ \\ \alpha_{(O'D'/O'B')} &= 83,2^\circ \\ \alpha_{(O'G'/O'E')} &= 87,8^\circ \\ \alpha_{(O'H'/O'F')} &= 87,8^\circ \\ \alpha_{(\text{médio})} &= \mathbf{85,3^\circ}\end{aligned}$$

II.2. DESCRIÇÃO E APLICAÇÃO DO MÉTODO DE TAN (TAN, 1973)

Quando comparado com o método de Blake, o de Tan é claramente mais complexo, mas permite o estudo de fragmentos de amonites, além da determinação com exactidão da orientação dos eixos da elipse de deformação.

São utilizados dois ângulos medidos nas amonites distorcidas (fig. 5):

- $\theta' \pm (90^\circ - \alpha)$ - ângulo entre o vector do raio da espiral distorcida e o eixo maior da elipse de deformação;
- $\psi \pm (90^\circ - \alpha)$ - ângulo entre o vector do raio da espiral distorcida e a normal à tangente dum ponto da curva.

Os valores referentes aos ângulos atrás descritos são projectados num gráfico tendo o valor de $\theta' \pm (90^\circ - \alpha)$ nas abcissas e de $\psi \pm (90^\circ - \alpha)$ nas ordenadas. Posteriormente, a curva assim gerada é comparada com gráficos padrão à mesma escala (fig. 6, linhas a preto), construídos para vários valores de α (ângulo de enrolamento da amonite antes de ser distorcida (fig.4A). TAN (1973) apresenta três gráficos padrão, para α de 80° , 82° e 84° que, segundo o referido autor, representam a gama de valores típicos de amonóides não distorcidos.

Ao escolher a curva do gráfico padrão que melhor se adapta à curva gerada pela amonite distorcida, obtém-se os valores de α , de **R** bem como o ângulo do eixo maior da elipse de deformação com o eixo utilizado para o cálculo de $\theta' \pm (90^\circ - \alpha)$.

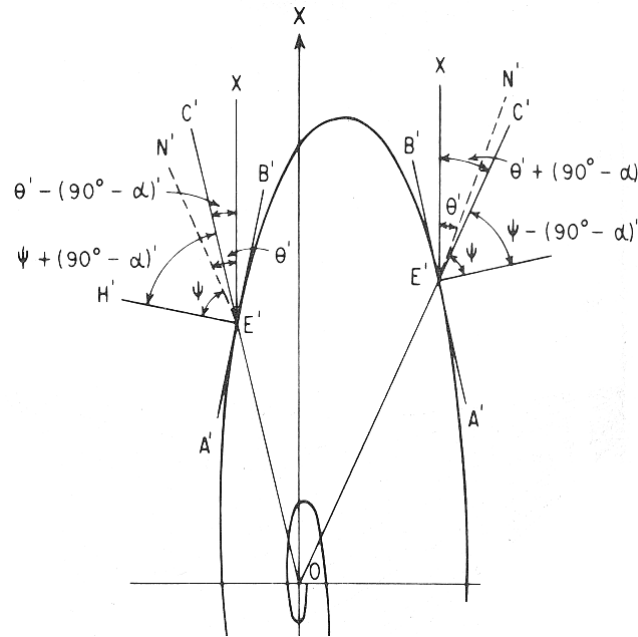


Fig. 5 – Representação dos ângulos utilizados no método de Tan. (in TAN, 1973).

– angular parameters used in the Tan's methodology. (in TAN, 1973).

Amostra CG104-1

Para o exemplar CG 104-1, foram calculadas os dois valores angulares para 42 pontos. A estes pontos adaptou-se uma curva de melhor ajuste pelo método das polinomiais de quinta ordem. Esta curva foi comparada com os gráficos padrão de Tan, sendo o melhor ajuste (fig. 6, curva vermelha) obtido para os seguintes resultados:

$$R^{-1} \cong 0,75 \rightarrow R \cong 1,33$$

$$\alpha \cong 82^\circ$$

$$\text{ângulo entre } \mathbf{X} \text{ (fig.5) e } \lambda_1 \cong 0$$

Amostra CG100-1

O mesmo procedimento foi seguido para o exemplar CG 100-1, no qual foram calculadas as variáveis angulares para 9 pontos. O ajuste da curva foi obtido pelo método das polinomiais de quarta ordem (fig. 6, curva verde), e a comparação com os gráficos de Tan, resultaram nos seguintes valores:

$$R^{-1} > 0,90 \rightarrow R < 1,11$$

$$\alpha \cong 82^\circ$$

$$\text{ângulo entre } \mathbf{X} \text{ (fig.5) e } \lambda_1 = 18^\circ$$

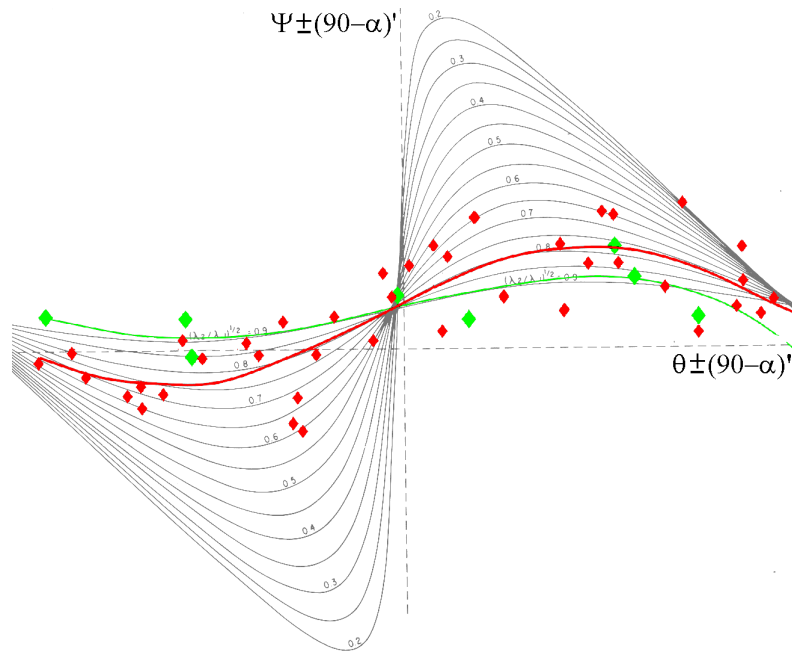


Fig. 6 - Comparação dos valores obtidos para o exemplar CG104-1 (vermelho) e CG100-1 (verde) com o gráfico-padrão (a preto) para $\alpha = 82^\circ$.

– Projection of the values for ammonoid CG104-1 (red) and CG100-1 (green); in black is the projection of the theoretical curves for $\alpha = 82^\circ$.

II.3. COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS

Para cada um dos exemplares, os dois métodos resultam em valores muito semelhantes, com um erro médio de cerca de 5%. Visto a discrepância entre os dois métodos ser mínima, procedeu-se à média dos valores obtidos a qual foi utilizada nos restantes cálculos:

CG104-1
 $R_{(\text{médio})} = 1,32$
 $\alpha_{(\text{médio})} = 81,5^\circ$

CG100-1
 $R_{(\text{médio})} < 1,07$
 $\alpha_{(\text{médio})} = 83,6^\circ$

Em seguida, utilizando-se uma rede estereográfica de Schmidt Procedeu-se à horizontalização das camadas (e rotação dos dados estruturais), com o seguinte resultado (fig. 7):

Dados iniciais (*i*):

CG104-1:
 $S_{0i} = 150^\circ; 25^\circ \text{NE}$
 $S_{\text{amonite}i} = 045^\circ; 50^\circ \text{SE}$
 atitude de $\lambda_{1i} = 33^\circ; 078^\circ$ (37° para NE com uma linha horizontal: fig.8)
 atitude de $\lambda_{2i} = 34^\circ; 191^\circ$ (53° para SW com uma linha horizontal; fig. 8)

Dados "horizontalizados" (*f*) (fig. 7):

CG104-1:
 $S_{0f} = \text{horizontal}$
 $S_{\text{amonite}f} = 066^\circ; 48^\circ \text{SE}$
 atitude de $\lambda_{1f} = 7^\circ; 074^\circ$
 atitude de $\lambda_{2f} = 47^\circ; 170^\circ$

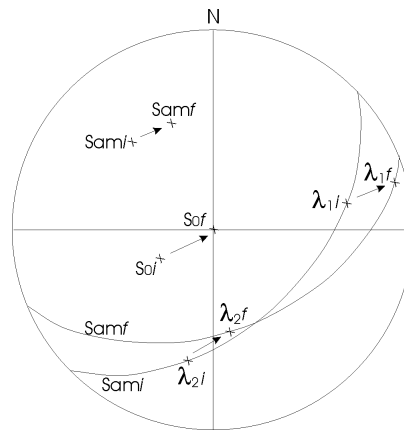


Fig. 7 - Horizontalização da camada e dos dados estruturais relacionados com o exemplar CG104-1 (rede estereográfica de Schmidt hemisfério inferior).
 – Stereoplot with the rotation of the structural data related to the ammonoid CG104-1 (Schmidt net, lower hemisphere).

O exemplar CG100-1 não foi alvo deste processo, pois a aplicação dos métodos atrás referidos, não evidencia distorção, vindo assim confirmar as observações de campo que indicam a ausência de distorção no plano de simetria (plano de enrolamento) dos fósseis depositados com o eixo paralelo à estratificação.

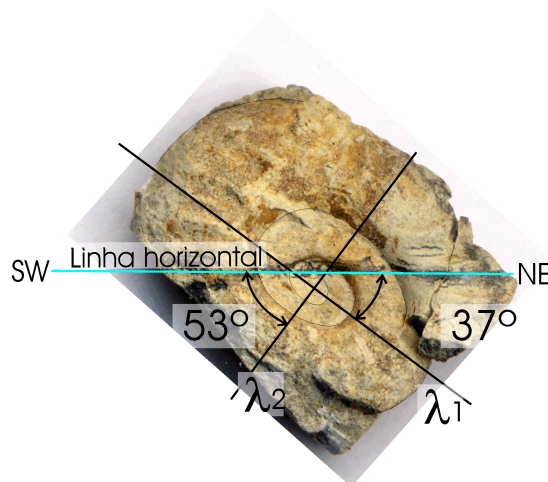


Fig. 8 – Amonóide CG104-1 no qual estão representados os eixos da elipse de deformação bem como a linha horizontal marcada no campo.
 – Ammonoid CG104-1 showing the major strain axes and the horizontal line traced in the field.

III. CÁLCULO DA COMPACTAÇÃO

O aspecto do exemplar CG100-1, bem como de todos os amonóides que se encontram achatados no plano da estratificação, indicam claramente que na região do anticlinal de Cabeça Gorda a deformação Alpina não provocou distorção no plano da estratificação à escala da amostra de mão. No entanto, as metodologias por nós utilizadas para estimar a deformação finita, não nos permitem afirmar que não tenha havido deformação por dilatação (fig. 9A) ou que não possa ter havido uma deformação global regional importante em regime frágil que tenha preservado como não distorcidos os blocos entre os acidentes (fig. 9B).

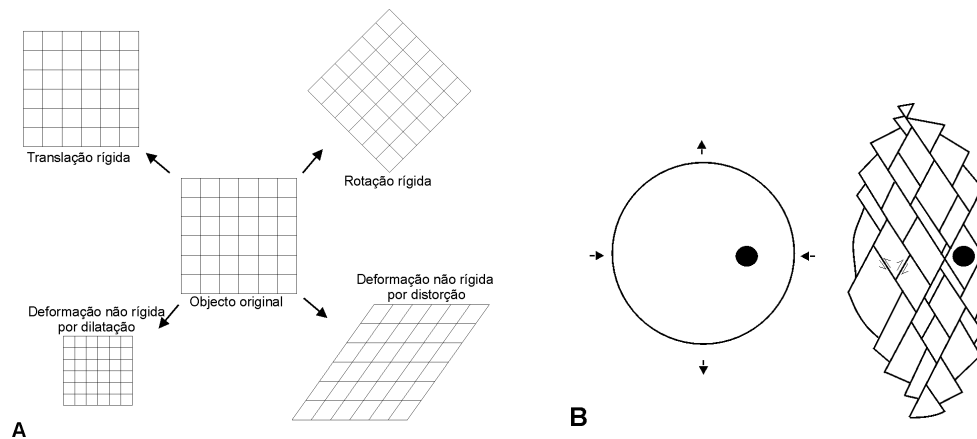


Fig. 9 – Modelos teóricos mostrando diferentes tipos de deformação. A - contínua (adapt. de DAVIS & REYNOLDS, 1996). B - descontínua (adapt. de RAMSAY & HUBER, 1987).

– Theoretical models showing different possibilities of deformation. A - continuous (adapt. DAVIS & REYNOLDS, 1996). B - discontinuous (adapt. RAMSAY & HUBER, 1987).

Já no exemplar CG104-1 a sua forma indica que tenha havido uma deformação não rígida por distorção no plano de simetria. A obliquidade que este apresenta em relação ao plano de estratificação poderia ter sido obtida por um mecanismo de dobramento por cisalhamento flexural (HOBBS ET AL, 1976) durante a formação do anticlinal de Cabeça Gorda. No entanto, a ausência de estrias no plano da estratificação, bem como a inexistência de veios sigmóides indicadores de movimentações entre os estratos, indica, a ausência de cisalhamento flexural. Isto sugere que a distorção apresentada pelo fóssil CG104-1 seria causada por compressão perpendicular aos estratos durante a compactação diagenética. Tendo em vista uma tentativa de quantificação da compactação sofrida pela camada na qual se encontrou o fóssil, foram estudados dois casos extremos de compactação: um sem escape lateral dos sedimentos (fig.10 e 11), e outro sem perda de volume (fig.12 e 13).

III.1 COMPACTAÇÃO SEM ESCAPE LATERAL

A compactação sem escape lateral dos sedimentos que constituem a camada implica que tenha havido uma perda de volume, que pode ter sido conseguida por escape de fluidos intersticiais e/ou diminuição da porosidade no material. O elipsóide de deformação daqui resultante será de revolução com $\lambda_1 = \lambda_2 = 1 > \lambda_3$. A figura 10 representa um bloco-diagrama com o plano que contém a amonite (Sam) com uma atitude 066°;48°SE; nesse plano observa-se também a elipse de deformação de CG 104-1 com a relação axial de 1,32 .

A figura 11B é um pormenor desta figura, enquanto que a 11A representa a situação inicial na qual a elipse de deformação no plano que contém o amonóide deu origem ao círculo unitário.

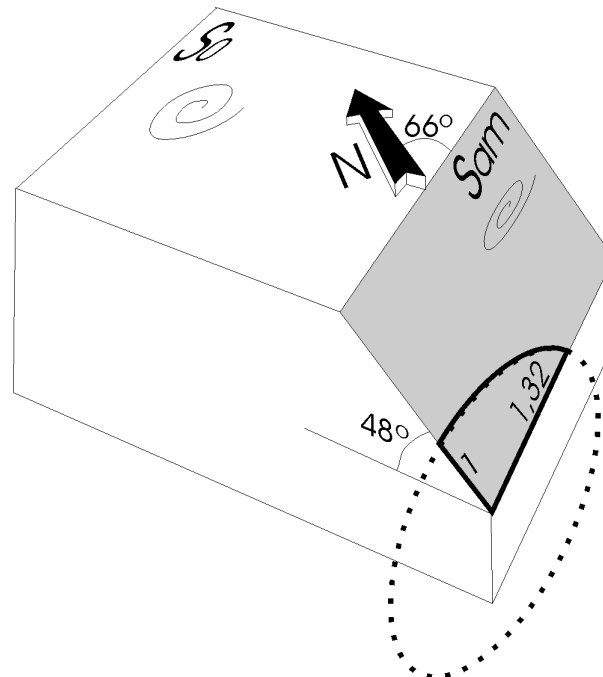


Fig. 10 – Bloco-diagrama representando as relações geométricas da elipse de deformação de CG104-1.

- Tridimensional diagram showing the strain ellipse geometrical relations of CG104-1.

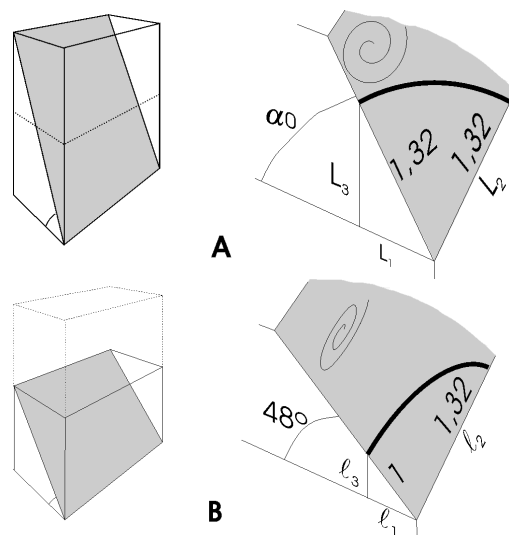


Fig. 11 - Representação da situação existente:

A - antes da deformação.

B - depois da deformação.

- Diagram showing the situation:

A – before the deformation.

B – after the deformation.

Da figura 11B retira-se que:

$$\lambda_3 = \sin 48^\circ \cdot 1$$

ou seja:

$$\lambda_3 = 0,74$$

ou seja:

$$\lambda_1 = \cos 48^\circ \cdot 1$$

$$\lambda_1 = 0,67$$

Por outro lado, da figura 11A conclui-se que:

$$L_3 = \sqrt{1,32^2 - L_1^2}$$

ou seja:

$$L_3 = \sqrt{1,74 - L_1^2} \quad (\text{eq. 3})$$

Como neste modelo estamos a admitir que não ocorreu escape lateral dos sedimentos , então:

$$L_1 = \lambda_1 = 0,67$$

da equação 3 temos que:

$$L_3 = \sqrt{1,74 - 0,67^2}$$

ou seja:

$$L_3 = 1,14$$

Como:

$$\text{compactação} = \frac{L_3 - \lambda_3}{L_3} \cdot 100 \quad (\text{eq.4})$$

Portanto:

$$\text{compactação} = \frac{1,14 - 0,74}{1,14} \cdot 100$$

$$\text{compactação} \cong 35 \%$$

III.2 COMPACTAÇÃO SEM PERDA DE VOLUME

No segundo modelo de compactação (fig.12) considera-se que todo o encurtamento vertical foi compensado por estiramento horizontal havendo conservação de volume ($V_{\text{inicial}} = V_{\text{final}} \Rightarrow \Delta V = 0$).

Por outro lado, a ausência de distorção no plano paralelo à estratificação, indica que o elipsóide de deformação associado a esta compactação é do tipo de revolução com $\lambda_1 = \lambda_2 > 1 > \lambda_3$ e $\lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3 = 1$.

É possível então relacionar o estiramento no plano de estratificação (deformação por dilatação da figura 9) com o encurtamento vertical.

Da figura 12 retira-se que:

$$\text{Volume}_A = L_1 \cdot L_2 \cdot L_3$$

e:

$$\text{Volume}_B = \lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \lambda_3$$

com:

$$\lambda_1 = S_1 \cdot L_1$$

$$\lambda_2 = S_2 \cdot L_2$$

$$\lambda_3 = S_3 \cdot L_3$$

Sendo S_n o estiramento, λ_n o comprimento final e L_n o comprimento inicial de cada eixo (Twiss & Moores, 1992).

Como o exemplar CG100-1 não apresenta distorção, o estiramento ao longo do plano XY (1-2) ocorre por dilatação sem distorção (fig.9A); então $S_1 = S_2$, ou seja:

$$\text{Volume}_B = L_3 S_3 \cdot L_1 S_1 \cdot L_2 S_1$$

Como não há variação de volume:

$$\text{Volume}_A = \text{Volume}_B$$

$$L_1 \cdot L_2 \cdot L_3 = S_3 L_3 \cdot S_1 L_1 \cdot S_1 L_2$$

Portanto:

$$S_3 = 1/S_1^2 \quad (\text{eq.5})$$

Ou seja, o estiramento vertical é igual ao inverso do quadrado do estiramento horizontal.

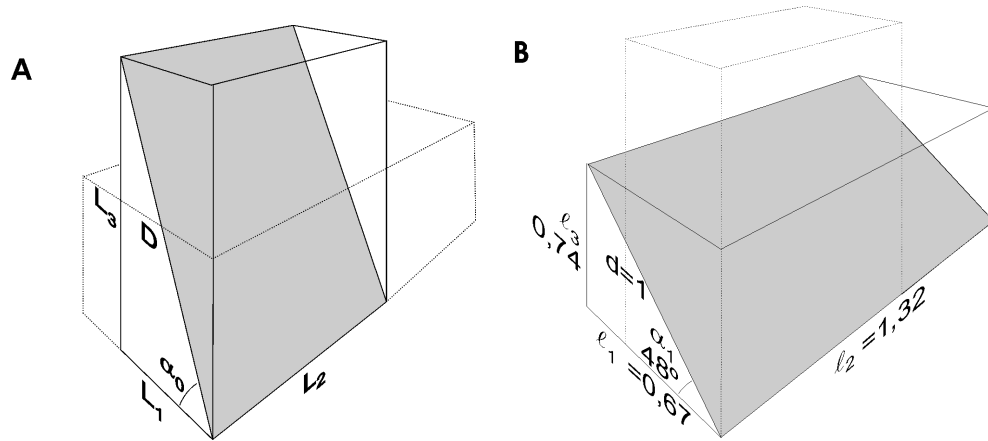


Fig. 12 – Parâmetros utilizados para relacionar o estiramento segundo um plano horizontal com o encurtamento vertical. A - estado inicial. B - estado final.

- Parameters used to relate stretching in the horizontal plane with the vertical shortening. A - initial situation. B - final situation.

da figura 12 retira-se que:

$$L_2 = 1,32 S_1 \quad (\text{eq.6})$$

$$L_1 = 0,67 S_1$$

$$L_3 = 0,74 S_3$$

$$D^2 = L_1^2 + L_3^2$$

$$D^2 = (0,67 S_1)^2 + (0,74 S_3)^2$$

como $S_3 = 1/S_1^2$ (eq. 5) temos:

$$D^2 = (0,67 S_1)^2 + (0,74 / S_1^2)^2$$

$$D_0 = (0,45 S_1^2 + 0,55 / S_1^4)^{0,5} \quad (\text{eq.7})$$

Na situação não deformada (fig. 12A), o comprimento de D tem que ser igual ao comprimento de L_2 , ou seja, ambos valores devem ter uma relação unitária (o que nos é indicado pela ausência de distorção no plano de CG104-1).

Como no estado inicial (fig.12A) $D = L_2$, as equações 6 e 7 permitem:

$$(0,45 S_1^2 + 0,55 / S_1^4)^{0,5} = 1,32 S_1$$

$$S_1 = 0,87$$

da equação 5:

$$S_3 = 1/0,87^2 = 1,33$$

como:

$$L_3 = 0,74 S_3$$

$$L_3 = 0,98$$

da equação 4 conclui-se que:

$$compactação = \frac{0,98 - 0,74}{0,98} \cdot 100$$

$$compactação \cong 24 \%$$

IV. CONCLUSÕES

Os amonóides depositados com o plano de enrolamento paralelo ao plano de estratificação são muito comuns na região de Cabeça Gorda e apresentam-se sempre como formas não distorcidas. O único caso detectado de uma forma distorcida ocorre quando o plano de simetria do fóssil é oblíquo em relação ao plano de estratificação. Esta situação implica que a deformação alpina provocou nesta região uma deformação heterogénea concentrada ao longo de acidentes e que os blocos situados entre estas zonas de cisalhamento frágil sofreram essencialmente uma rotação rígida sem distorções internas significativas.

Por outro lado, a compactação diagenética na base dos *Calcários Margosos de Póvoa da Lomba* para a litologia de calcário margoso será da ordem dos 30%; estes resultados caem dentro da gama de valores possíveis de encontrar em litologias deste tipo (e. g. RICKEN & EDER, 1991). No entanto a generalização deste valor deve ser visto com alguma cautela, pois é resultado do estudo de um único exemplar (CG104-1).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos colegas Helena Henriques pela classificação dos exemplares analisados e Sodrê Borges pela minuciosa e atenta revisão deste artigo. Este trabalho integra-se no âmbito do TEKTONIKOS, Laboratório de Tectónica Experimental e Microtectónica da Universidade de Évora e foi parcialmente financiado pelo projecto PRAXIS/P/CTE/11128/1998.

BIBLIOGRAFIA

- DAVIS G.H. & REYNOLDS S.J. (1996) – Structural Geology of Rocks and Regions. *John Wiley & Sons*, New York, 776p.
- DUARTE L.V. (1995) - O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética., Tese de Dout., *Dep. Ciências da Terra, Univ. de Coimbra*.
- HOBBS B.E., MEANS, W.D., AND WILLIAMS, P.F. (1976) - An Outline of Structural Geology. *John Wiley & Sons*, New York, 571p.
- MANUPPELLA G.; ROCHA R.B. & SOARES A.F. (1976) - "Carta Geológica de Portugal 19-C - Figueira da Foz.", escala 1:50000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- RAMSAY J.G. (1967) – Folding and Fracturing of Rocks. *McGraw-Hill*, New York.
- RAMSAY J.G. & HUBER, M.I. (1983) - The techniques of modern structural geology. Vol.1. Strain analysis. *Academic Press, Inc.*, London, 307 p.
- RAMSAY J.G. & HUBER, M.I. (1987) - The techniques of modern structural geology. Vol.2. Folds and Fractures. *Academic Press, Inc.*, London, 391 p.

- RICKEN W. & EDER W. (1991) – Diagenetic Modification of Calcareous Beds - an Overview. *in* EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A., Eds. *Cycles and Events in Stratigraphy*, pp.430-449, *Springer-Verlag* Berlin Heidelberg.
- ROCHA R.C. (em prep.) – Sistema de Informação Geográfica aplicado à Litostratigrafia. Cartografia das Unidades do Jurássico Inferior do Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure). *Tese de mestrado em Cartografia Geológica*, Universidade de Évora.
- TAN B.K. (1973) - Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. *Tectonophysics*, 16 (1/2), 89-101.
- TWISS R.J. & MOORES, E.M. (1992) - Structural Geology, *W. H. Freeman and Company*, New York, 532 p.

Anexo 2

O Perfil de Cabeça Gorda

Considerando a intensa fracturação das unidades da região em estudo, foi possível realizar apenas um perfil detalhado das unidades existentes. Esse perfil (*vide* fig.A2.6), definido numa ravina da vertente sul da elevação do vértice geodésico de Cabeça Gorda (fig.A2.1 e A2.2), corresponde à parte terminal do Jurássico inferior (Toarciano superior). Foi realizado com o objectivo de reconhecer algumas características sedimentológicas e de posteriormente, relacionar tais unidades com uma escala biostratigráfica.



Fig.A2.1 - Localização do perfil de Cabeça Gorda (CG) e de Cabeça Gorda auxiliar (CGa).



Fig.A2.2 - O Perfil de Cabeça Gorda visto do vértice geodésico com o mesmo nome.

An2.1 - Biostratigrafia

Com o intuito de precisar o limite Lias-Dogger, foram recolhidos 77 exemplares de amonóides no perfil CG devidamente referenciados, utilizando a metodologia descrita em Henriques (1992); por exemplo:

CG103-4 - corresponde ao quarto exemplar recolhido na camada 103 do perfil CG (Cabeça Gorda). Desta forma tais exemplares estão em condições para a futura realização de uma análise biostratigráfica.

A figura A2.3 representa a distribuição das amonites recolhidas ao longo do perfil estudado, na unidade de Póvoa da Lomba.

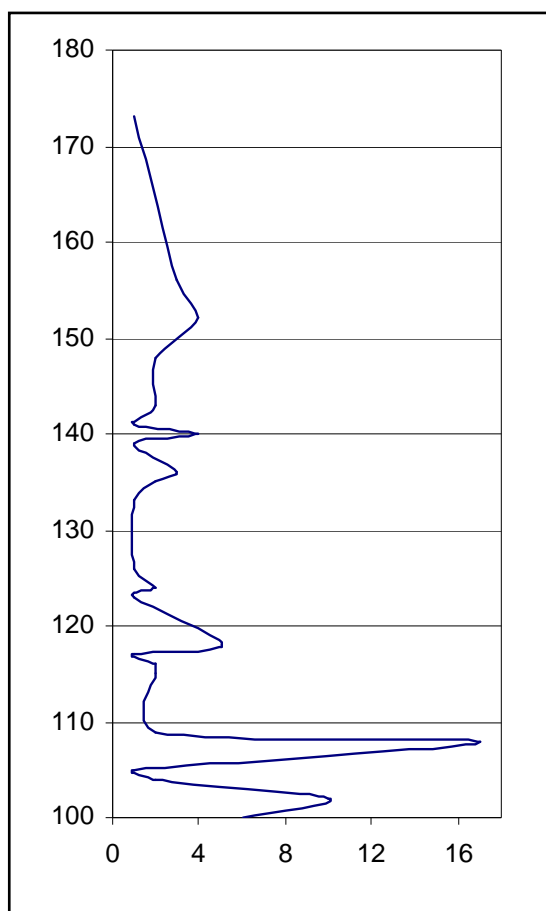


Fig. A2.3 - Distribuição do número de amonites colectadas por camada. O eixo das abcissas representa o número de exemplares e o das ordenadas o número da camada.

An2.2 - Análise Calcimétrica

Quanto ao teor de carbonato de cálcio, este parece ter uma distribuição aleatória e grande variabilidade, sempre entre os 35% e 70%. Observa-se uma aparente estabilização entre os 50% e 55%, possivelmente relacionada com a presença de Clorite, entre as camadas 107 e 125.

É de salientar que todas as análises foram realizadas nos níveis margosos e nunca nos níveis calcários.

An2.3 - Análise dos Minerais de Argila por Difracção de Raios X

Os minerais de argila foram analisados segundo a descrição do capítulo **Metodologias Utilizadas**, obtendo-se alguns gráficos com picos muito elucidativos (fig. A2.4 e A2.5). A análise semi-quantitativa foi realizada de acordo com as indicações de Lapa *et al.* (1977), com excepção do interstratificado Ilite/Esmectite, que devido à sua complexidade, não foi incluído nestes cálculos.

Da observação do perfil (fig.A2.6), conclui-se que a Ilite é o mineral argiloso dominante. Existem pequenas concentrações de Clorite (inferiores a 15%), sempre acompanhadas da Caulinite, no início do perfil e entre as camadas 107 e 125. Há uma tendência para o aumento da quantidade relativa da Ilite em direcção ao topo do Perfil.

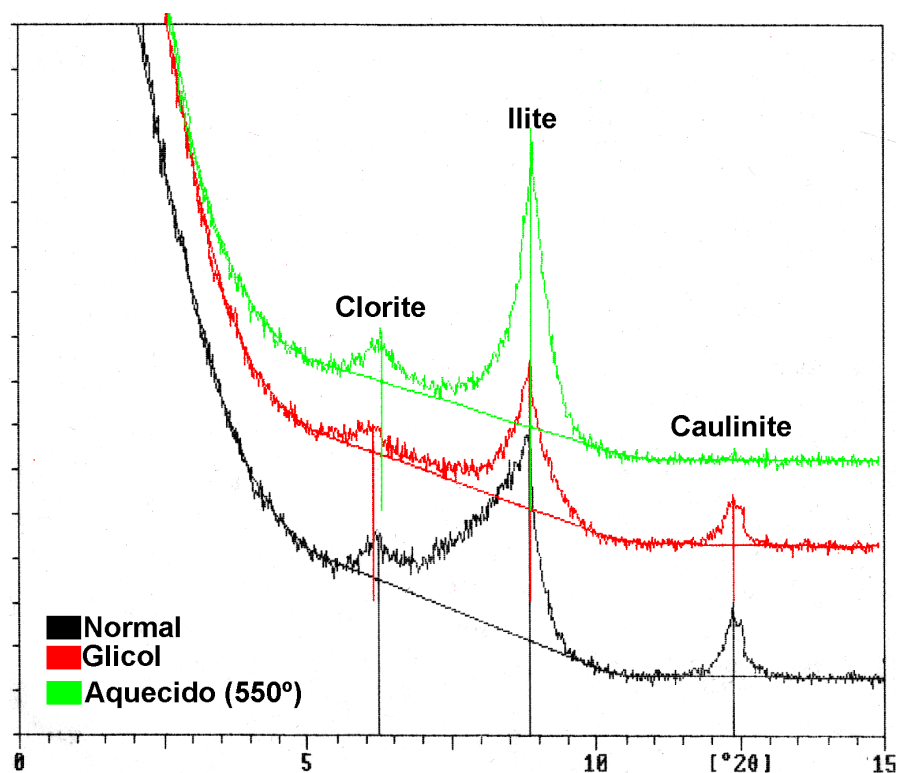


Fig. A2.4 - Diffractograma da camada CG100.

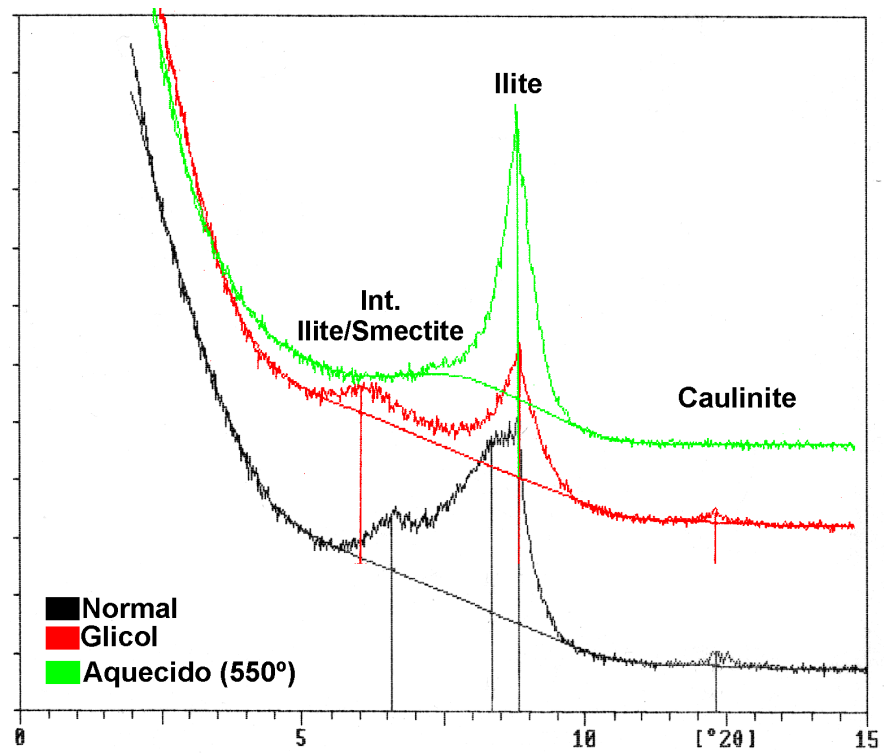


Fig.A2.5 - Difractograma da camada CG161.

Anexo 4

Estimação da Compactação Diagenética no Jurássico de Cabeça Gorda (Soure),
Utilizando a Deformação de Amonóides; Implicação na Génese de Estruturas
Diapíricas

(Livro das apresentações científicas da 7ª Conf. Anual do GGET, Alfragide, 2001)

ESTIMAÇÃO DA COMPACTAÇÃO DIAGENÉTICA NO JURÁSSICO DE CABEÇA GORDA (SOURE), UTILIZANDO A DEFORMAÇÃO DE AMONÓIDES; IMPLICAÇÃO NA GÊNESE DE ESTRUTURAS DIAPÍRICAS

R.C. Rocha¹, R.M. Dias² & R. Paredes³

¹ Bolseiro da Fac. Ciências e Tecn., Univ. Coimbra, rrocha2@go.com

² Centro de Geofísica da Univ. Évora, rdias@uevora.pt

³ Dep. Ciências da Terra, Univ. Coimbra

ABSTRACT

The determination of finite deformation in the Jurassic of Cabeça Gorda anticline (Soure Diapir) using ammonites, allows to determine the finite strain ellipsoid., giving evidences that the deformation caused by the diapir is essentially rotation of non-deformed blocks limited by faults.

A zona em estudo apresenta raras amonites deformadas, sendo esta situação coincidente com os exemplares que se depositaram obliquamente às camadas.

Foram estudados dois exemplares aos quais se atribuíram os códigos CG104-1 (*Asthenoceras* sp.)(fig.1) e CG100-1 (*Vacekia* sp.)(fig.2), ambos colectados na parte terminal das Margas Calcárias de S.Gião (BARBOSA *et al*, 1988) e, provavelmente, pertencentes à Biozona Aalensis (Toarciano Superior).

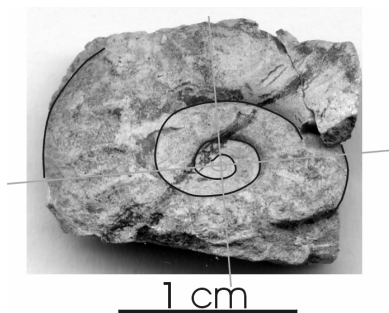


Fig.1 - CG104-1 (*Asthenoceras* sp.)



Fig.2 - CG100-1 (*Vacekia* sp.)

Após a recolha dos exemplares devidamente orientados e identificados, aplicou-se o método de Blake (RAMSAY & HUBBER, 1983) e o de Tan (TAN, 1973) para estudar a elipse de deformação de cada exemplar. Os dois métodos resultaram em valores com discrepância de apenas 5%.

Os dados atrás recolhidos, permitiram inferir a inexistência de deformação tectónica, sendo a única deformação presente a diagenética. Através do cálculo do elipsóide de deformação, obteve-se uma taxa de compactação da litologia margosa da ordem dos 53%.

A matriz de preenchimento dos fósseis é ligeiramente mais competente que a marga envolvente, por isso, é de esperar que a compactação seja maior do que a calculada.

Os resultados obtidos evidenciam que a deformação associada à estrutura do anticlinal de Cabeça Gorda se produziu essencialmente por deformação heterogénea ao longo de acidentes frágeis, sem deformação intrablocos e com rotação dos mesmos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Maria Helena Henriques pela classificação dos exemplares aqui estudados.

Este trabalho foi financiado pelo Projecto Praxis/P/CTE/11128/1998.

REFERÊNCIAS

- BARBOSA, B.P.; SOARES, A.F.; ROCHA, R.B.; MANUPPELLA, G. & HENRIQUES, M.H. (1988) - Notícia Explicativa da Folha 19-A. Cantanhede. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983) - The techniques of modern structural geology. Vol.1. *Academic Press, Inc.*, London.
- TAN, B.K. (1973) - Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. *Tectonophysics*, **16** (1/2), pp. 89-101.

Anexo 5

Transpressão Esquerda Bética no Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure)

(in press - Actas do VI Cong. Nacional de Geologia, Costa da Caparica, 2003)

Transpressão Esquerda Bética no Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure)

R.C. Rocha¹, R. Dias² & L.V. Duarte³.

¹ Dep. de Geociências, Univ. de Évora, 7000 Évora

² Dep. de Geociências, LIRIO e Centro de Geofísica, Univ. de Évora, 7000 Évora

³ Dep. de Ciências da Terra, Centro de Geociências da Univ. de Coimbra, 3000-272 Coimbra

RESUMO

Palavras-chave: Alpino, Transpressão, Inversão, Diapiro, Jurássico.

O anticlinal de Cabeça Gorda é constituído por um eixo subhorizontal, com um flanco norte inclinando cerca de 40° para norte e um flanco sul verticalizado, podendo ser considerado como um prolongamento para leste da estrutura diapírica de Soure.

No flanco norte, verifica-se que a direcção dos estratos é oblíqua ao eixo do anticlinal de Cabeça Gorda. Situação esta que pode ser explicada pela existência de dobras menores abertas originadas num regime transpressivo esquerdo.

A componente de cisalhamento esquerdo agora proposta, permite interpretar a geometria e a localização, quer do diapiro de Soure, quer das intrusões doleríticas associadas, como ascensões numa situação de *releasing bend*.

O campo de tensões proposto pode ser interpretado como uma anomalia local induzida pela movimentação da falha de Arunca durante a inversão bética.

Análise das Estruturas

O anticlinal de Cabeça Gorda, situa-se na freguesia de Soure, a sudoeste de Coimbra (fig.1A), e está associado ao diapiro de Soure (fig.1B), podendo ser interpretado como um prolongamento para leste desta estrutura (Rocha., *in press*). Trata-se de um anticlinal, de eixo subhorizontal, vergente para sul, com um flanco norte inclinando cerca de 40° para norte e um flanco sul verticalizado. O flanco curto apresenta-se cortado por acidentes cavalgantes cuja cinemática é complexa, resultado de rejogos induzidos por diferentes impulsos alpinos. Esta estrutura afecta unidades carbonatadas do Jurássico inferior e médio, assim como unidades detríticas e carbonatadas do Cretácico. A cartografia de detalhe, utilizando a estratigrafia fina definida na região para o Jurássico inferior por Duarte (1995), permitiu evidenciar no flanco longo um acidente inverso, cavalgante para norte, o qual é interpretado como um retrocavalgamento (fig. 1C). Um conjunto de falhas subverticais com direcção N-S distribui-se regularmente ao longo do flanco longo da estrutura anticlinal.

Evolução Geodinâmica

A análise detalhada das estruturas atrás referidas, assim como o estudo da deformação finita em amonóides recolhidos nas unidades em causa (Rocha. & Dias., *in press*), permitem afirmar que a deformação Alpina, que gerou a estrutura anticlinal de Cabeça Gorda, originou essencialmente rotações de blocos rígidos entre planos de falhas sem deformação intra-blocos apreciável.

No flanco norte do anticlinal, verifica-se que a atitude da estratificação (WNW-ESE) é oblíqua ao eixo do anticlinal de Cabeça Gorda (E-W) (fig.2). Esta obliquidade pode ser explicada pela existência de dobras menores abertas com eixos sub-paralelos à actual atitude dos estratos (Rocha, *in press*), o que poderia ter sido originado por um regime com compressão máxima entre NNE-SSW e NE-SW, o qual induziria um regime transpressivo esquerdo no sistema de falhas definida para a região de Soure / Cabeça Gorda (Rocha, *in press*).

A existência dos cavalgamentos com inclinação para norte, assim como dos retro-cavalgamentos com inclinação para sul e das falhas NS do flanco norte, vão de encontro ao modelo proposto por Letouzey et al (1995) através de modelação analógica e de observações cartográficas, de uma transpressão esquerda.

Este regime de deformação permite interpretar a geometria e a localização quer do diapiro de Soure, quer das intrusões doleríticas associadas, que teriam ascendido numa situação de *releasing bend*. O facto deste diapiro apresentar uma forma cartográfica aproximadamente circular, contrasta com a generalidade dos diapiros aflorantes na bacia Lusitaniana, os quais se apresentam ao longo de falhas que condicionam sua ascensão. Esta forma torna-se ainda mais estranha ao verificar-se que a compressão bética (com compressão máxima NNW-SSE), induziria uma maior

deformação no diapiro do que a observada, devido à forma encurvada das falhas que prolongam para sudoeste a partir do plano axial do anticlinal de Cabeça Gorda.

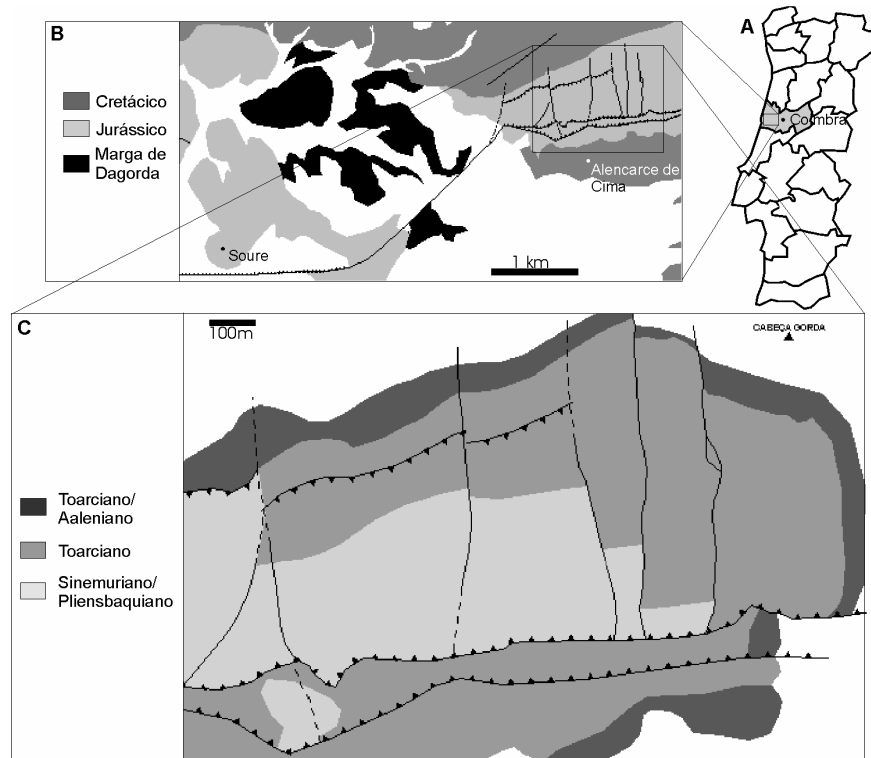


Fig. 1 – Enquadramento da região estudada. A- Localização geográfica. B- Relação espacial entre a estrutura diapírica de Soure e o anticlinal da Cabeça Gorda (adapt. MANUPPELLA *et al*, 1976). C- Cartografia geológica simplificada do anticlinal da Cabeça Gorda (adapt. Rocha, in press).

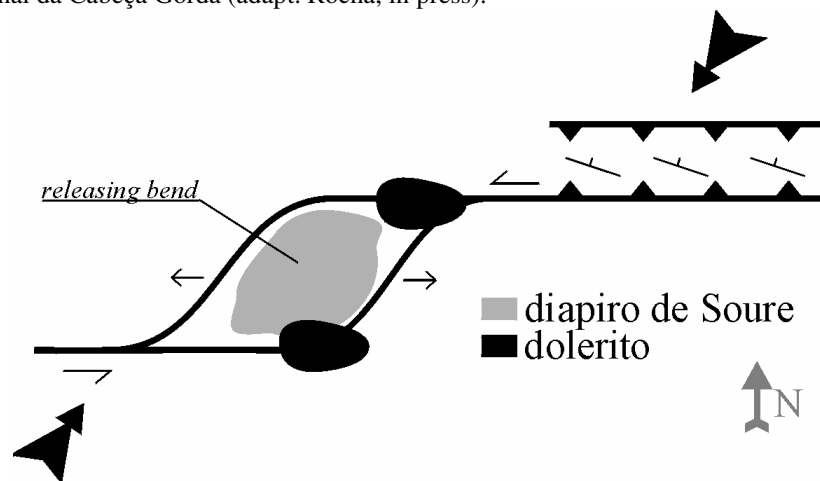


Fig. 2 – Modelo de transpressão esquerda para o diapiro de Soure (*s.l.*).

A orientação local anormal da componente compressiva máxima do campo de tensões bético deduzido (NNE-SSW a NE-SW) em relação ao considerado para a bacia Lusitaniana (NNW-SSE) pode ser interpretado como uma anomalia local induzida pela movimentação direita da falha de Arunca (fig.3). O sistema Soure / Cabeça Gorda pode assim ser considerado como uma estrutura de segunda ordem em relação à falha de primeira ordem de Arunca (Price & Cosgrove, 1990).

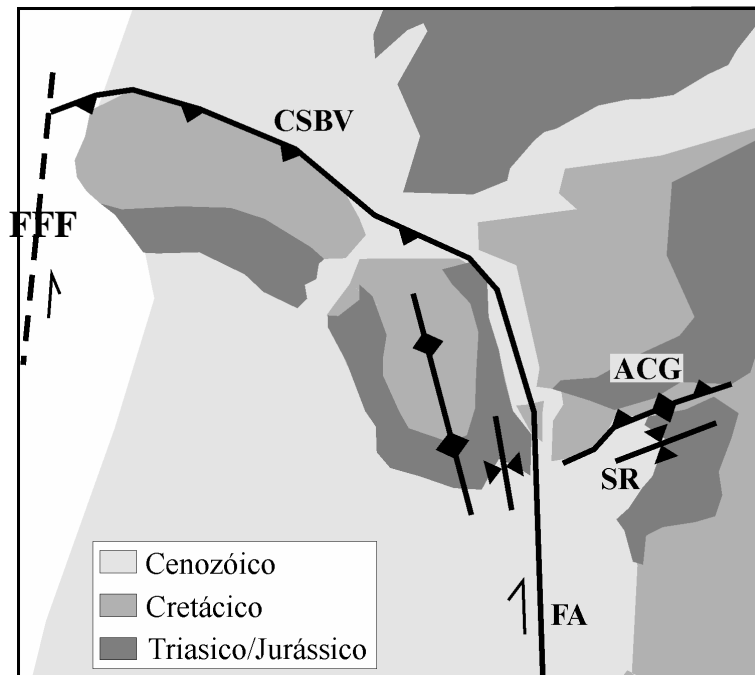


Fig. 3 – Carta estrutural da região enquadrante do Anticlinal de Cabeça Gorda. CSBV - cavalgamento da Serra da Boa Viagem; ACG - anticlinal de Cabeça Gorda; SR - sinclinal de Rebolia; FA - falha de Arunca; FFF - falha da Figueira da Foz. (adapt. de Oliveira & al, 1992 e Tectonics Team, 1996)

Agradecimentos

Os autores agradecem aos colegas António Ribeiro, José Carlos Kullberg e Pedro Terrinha.

Este trabalho integra-se no âmbito do TEKTONIKOS (Laboratório de Tectónica Experimental e Microtectónica da Universidade de Évora) e foi parcialmente financiado pelo projecto PRAXIS/P/CTE/11128/1998.

Bibliografia

- Duarte L.V. (1995) - O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética. Tese de Dout., *Dep. Ciências da Terra, Univ. de Coimbra*, 351p..
- Letouzey J.B.; Colletta B.; Vilally R. & Chermette J.C. (1995) - Evolution of Salt-Related Structures in Compressional Settings", in Jackson, M.P.A.; Roberts, D.G. et Snelson, S., eds., "Salt Tectonics: a Global Perspective", AAPG Mem. 65, pp. 41-60.
- Manuppella G.; Rocha R.B. & Soares A.F. (1976) - "Carta Geológica de Portugal 19-C - Figueira da Foz.", escala 1:50000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Ramalho, M.; Antunes, M.T.; Monteiro, J.H. & al (1992) - "Carta Geológica de Portugal - Folha Norte", escala 1:500000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Price, N.J. & Cosgrove, J.W. (1990) – Analysis of Geological Structures, Cambridge Univ. Press, 509 p..
- Rocha R.C. (*in press*) – Sistema de Informação Geográfica aplicado à Litostratigrafia. Cartografia das Unidades do Jurássico Inferior do Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure). *Tese de Mestrado em Cartografia Geológica*, Univ. de Évora.
- Rocha R.C. & Dias R. (*in press*) – Deformação finita em amonóides do Jurássico de Cabeça Gorda (Soure); implicação para a estimacção da compactação diagenética. *Com. Inst. Geol. Min., Lisboa*.
- Tectonics Team (1996) - "Tectonics of the Lusitanian Basin", Projecto MILUPOBAS.

Anexo 6

Novas Possibilidades Resultantes da Aplicação da Informática à Geologia; Quantificação da Deformação em Amonóides Distorcidos.

(in press - Actas do VI Cong. Nacional de Geologia, Costa da Caparica, 2003)

Novas Possibilidades Resultantes da Aplicação da Informática à Geologia; Quantificação da Deformação em Amonóides Distorcidos.

R.C. Rocha¹ & R. Dias²

¹ Dep. de Geociências, Univ. de Évora, 7000 Évora

² Dep. de Geociências, LIRIO e Centro de Geofísica, Univ. de Évora, 7000 Évora

RESUMO

Palavras-chave: Amonóide, Deformação Finita, Cálculo Automático.

Os métodos clássicos de estudo de deformação de amonóides (Blake, 1878; in Ramsay & Huber, 1983 e Tan, 1973), baseiam-se na determinação pontual e por vezes fastidiosa de valores, sem analisar a totalidade da espiral.

O método agora proposto diminui o erro inerente à adaptação de uma espiral a um fóssil distorcido, visto que, através de um programa desenvolvido em Visual Basic (*JAPHY 1.0*), pode-se controlar a forma de uma espiral logarítmica deformada, que melhor se ajuste à totalidade da imagem digitalizada do amonóide. Assim que esta adaptação é conseguida, o utilizador obtém de imediato a relação axial da elipse de deformação finita e o ângulo de enrolamento do fóssil não deformado.

Metodologia

Com o pressuposto de que os amonóides se desenvolviam segundo uma geometria similar a uma espiral logarítmica, foi desenvolvida uma técnica de adaptação de espirais para a determinação da elipse de deformação finita em indivíduos distorcidos.

Devido à impossibilidade prática de se comparar os amonóides em estudo com uma infinidade de espirais padrão, com os respectivos parâmetros (relação axial, ângulo de enrolamento, escala, rotação), Blake (1878; in Ramsay & Huber, 1983) e Tan (1973) desenvolveram métodos em que, a partir de medições lineares no primeiro caso e angulares no segundo caso, conseguem definir uma espiral logarítmica deformada média que se ajusta ao fóssil em questão. Estes métodos, normalmente são de utilização fastidiosa e baseiam-se na determinação pontual de valores, sem analisar a totalidade da espiral.

O método agora proposto pretende diminuir o erro inerente à adaptação de uma espiral ao fóssil distorcido, visto que através do programa *JAPHY 1.0* (fig.1), pode-se controlar a forma de uma espiral logarítmica deformada. A automação desta metodologia permite de um modo fácil e rápido identificar visualmente a espiral logarítmica deformada que melhor se ajusta à **totalidade** do amonóide. Assim que esta adaptação é conseguida, o utilizador obtém de imediato a relação axial da elipse de deformação finita e o ângulo de enrolamento do fóssil não deformado.

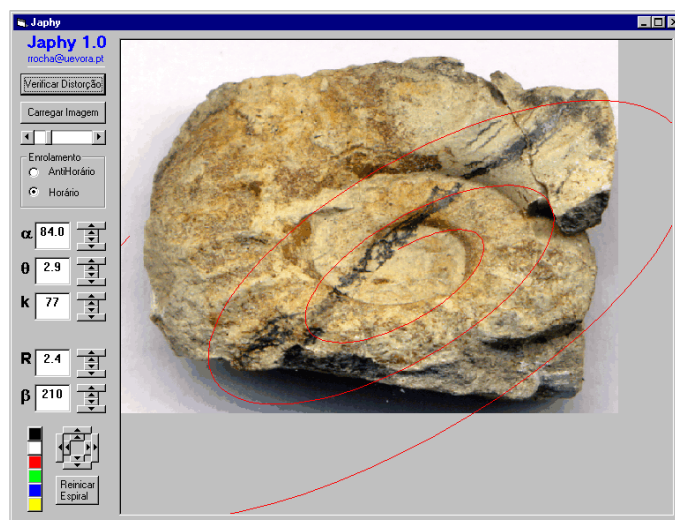


Fig. 1 - Ecrã principal do programa *Japhy 1.0*.

Tendo em vista testar eventuais distorções associadas ao equipamento utilizado na digitalização dos amonóides (*scanner*, máquina fotográfica digital ou digitalizador de películas), o programa permite imprimir uma grelha ortogonal que depois de digitalizada e carregada novamente, é comparada com a grelha original.

Como desenvolvimento para novas versões do programa, os autores estão a implementar um algoritmo que calcula um parâmetro que quantifica o erro da adaptação da espiral ao fóssil. Este algoritmo viabilizará a adaptação automática da espiral.

Agradecimentos

Este trabalho integra-se no âmbito do TEKTONIKOS (Lab. de Tectónica Experimental e Microtectónica da Univ. de Évora).

Bibliografia

Ramsay J.G. & Huber, M.I. (1983) - The techniques of modern structural geology. Vol.1. Strain analysis. *Academic Press, Inc.*, London, 307 p.

Tan B.K. (1973) - Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. *Tectonophysics*, 16 (1/2), 89-101.

Anexo 7

GeoPoint; Geodinâmica de Portugal Interactiva

(in press - Actas do VI Cong. Nacional de Geologia, Costa da Caparica, 2003)

GeoPoint; Geodinâmica de Portugal Interactiva

R. Dias¹ & R.C. Rocha²

¹ Dep. de Geociências, LIRIO, Centro de Geofísica, Univ. de Évora, 7000 Évora, Ass. Centro Ciência Viva de Estremoz; rdias@uevora.pt

² Dep. de Geociências, Univ. de Évora, 7000 Évora, Ass. Centro Ciência Viva de Estremoz; rrocha@uevora.pt

RESUMO

Palavras-chave: Geologia de Portugal, Evolução Geodinâmica.

Compreender a evolução geodinâmica de Portugal é fundamental não só para aquilo que pode ser considerado como conhecimento básico de um geólogo, mas também por ser a única via que permite uma fácil integração dos conhecimentos geológicos que se vão adquirindo. As sínteses existentes sobre este assunto, para além de escassas e desactualizadas, destinam-se geralmente a um público alvo especializado e por vezes, as descrições detalhadas são apresentadas de um modo essencialmente descritivo.

GeoPoint é um programa interactivo elaborado em Macromedia Director, que permite ao utilizador navegar ao longo da coluna estratigráfica e seguir a evolução geodinâmica de Portugal desde o Pré-Câmbrico até à actualidade. Para cada período, tectónica, estratigrafia e paleontologia são alguns dos aspectos que são ilustrados de um modo apelativo.

Introdução

Compreender a evolução geodinâmica de Portugal é fundamental não só para aquilo que pode ser considerado como conhecimento básico de um geólogo, mas também por ser a única via que permite uma fácil integração dos conhecimentos geológicos que se vão adquirindo. As sínteses existentes sobre este assunto, para além de escassas e desactualizadas, destinam-se geralmente a um público alvo especializado e por vezes, as descrições detalhadas são apresentadas de um modo essencialmente descritivo. Procurando responder a estas carências foi desenvolvido o *GeoPoint*, um programa que aborda a Geologia de Portugal e que permitirá ao utilizador obter, não só informações pontuais sobre este assunto, mas também situar a sua evolução geodinâmica no contexto mais global da tectónica de placas.

Devido à forma como está estruturado, o *GeoPoint* pode ser utilizado por um público muito vasto, tanto mais que ele foi inicialmente concebido para fazer parte da exposição permanente do Centro Ciência Viva de Estremoz, que será inaugurado em breve e onde pode ser obtido. Para além disto apresenta-se como um instrumento de trabalho extremamente útil, não só para alunos do ensino secundário mas também para os próprios alunos do ensino superior onde servirá como um elemento de estudo introdutório a numerosas disciplinas que permitirá mais facilmente perceber as matérias aí leccionadas.

Estrutura do Programa

Ao entrar no programa, o utilizador tem a possibilidade de escolher entre três opções:

- Ciclo de Wilson – é impossível perceber a evolução geodinâmica de Portugal continental sem possuir um conhecimento básico deste ciclo, que pode ser considerado a base da Tectónica de Placas. Aqui o utilizador tem a oportunidade de assistir a uma explicação relacionada com as principais fases associadas à abertura e fecho de um oceano.

- da Paleogeografia à Geografia – um conjunto de mapas simplificados permitem acompanhar a evolução desde o final do Pré-Câmbrico até à actualidade, do que viria a constituir o território de Portugal.

- Escolha o Período (fig.1) – nesta opção é possível seleccionar um qualquer período na coluna estratigráfica e receber informações geológicas variadas (tectónica, estratigrafia e paleontologia) sobre a situação existente nessa altura.



Fig.1 – “Escolha o Período” Devónico no Geopoint.

Agradecimentos

Este trabalho integra-se no plano de divulgação das geociências da Associação Centro Ciência Viva de Estremoz.